MK	РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬГЕТ МГУ
МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ МОСКВА 2008	ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ Том II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Материалы XLI Тектонического совещания

Том 2

Москва ГЕОС 2008 ББК 26.323 Т 67 УДК 549.903.55(1)

Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2008. – 538 с. ISBN 978-5-89118-414-5

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, Программы Президиума РАН «Поддержка молодых ученых»

> Ответственный редактор Ю.В. Карякин

На обложке: Архипелаг Земля Франца-Иосифа; о. Хейса. Нижний и верхний силлы, разделенные толщей черных алевролитов. Фото Ю.В.Карякина, 2007 г.

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2008 © ГЕОС, 2008

Тектодинамические условия формирования позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа

В последнее десятилетие на Северо-Западном Кавказе были проведены структурные исследования, направленные на изучение тектодинамических условий формирования складчатой структуры региона и на определение действовавших здесь палеонапряжений (Л.М. Расцветаев, Т.Ю. Тверитинова, А.С. Бирман и А.В. Маринин). Сбор и обработка фактического материала проводилось по методикам, направленным на определение ориентировки древних и современных осей главных напряжений в литосфере. Эти методы реконструкции тектонических напряжений относятся к методам экспериментального анализа натурных данных, использующих геологические индикаторы тектонических напряжений (трещины отрыва, трещины скола, зеркала скольжения, стилолиты, жилы и т.д.). Помимо анализа пространственной ориентации плоскостей сколов, в них учитываются сведения о направлениях сколовых смещений. Широко применялся структурно-парагенетический метод анализа «малых» дизъюнктивов Л.М. Расцветаева (1987 г.), который использует три категории геологических индикаторов тектонических напряжений: 1) дизъюнктивы раздвижения (трещины отрыва, жилы, дайки); 2) дизъюнктивы содвижения (плоскости рассланцевания и кливажа, стилолитовые швы); 3) дизъюнктивы сдвига в механическом смысле этого слова (трещины скола, сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи). Все эти индикаторы деформационного типа и переход от них к параметрам тензора напряжений основан на изотропных свойствах трещинного массива (подобие тензора деформации и тензора напряжений). При этом индикаторы первой категории позволяют довольно уверенно находить положение оси максимального девиаторного растяжения и менее уверенно – оси максимального девиаторного сжатия. Вторая категория, напротив, более точно указывает положение оси максимального девиаторного сжатия. Суть парагенетического метода заключается в выявлении характерных парагенезов разрывных структур, соответствующих определенному типу напряженно-деформированного состояния.

Проведенные тектонофизические исследования можно разделить на три основных этапа. На первом этапе были получены данные по геологическим индикаторам (тектонической трещиноватости) в каждой конкретной точке наблюдения и, когда это было возможно, данные по их

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

взаимоотношению между собой и положению в структуре более высокого ранга. Всего было собрано более 6 тыс. замеров в более чем 300 точках наблюдения по всему региону. При сборе полевых данных фиксировались все возможные (при визуальном изучении) данные по геологическим индикаторам: тип, элементы залегания, размер, направления и амплитуды перемещений, взаимоотношения между собой и элементами структуры и т.д. На втором этапе исследований на основании полученных данных по тектонической трещиноватости определялись ориентировка осей главных напряжений и тип напряженно-деформированного состояния, характеризующий вид эллипсоида напряжений. На этих этапах в каждой конкретной точке были определены параметры тензора поля напряжений, который можно назвать «локальным стресс-состоянием» (local stress state). В своей совокупности эти данные для множества подобных точек определяют поле напряжений исследуемого региона. На третьем этапе полученные данные обобщались и интерпретировались.

В результате удалось реконструировать направления максимальных сжимающих напряжений в точках наблюдения (или, другими словами, определить локальные стресс-состояния). Направления максимального сжатия, выраженные наибольшим количеством знаков смещений, которые образуют закономерные структурные парагенезы, можно условно назвать доминантными или преобладающими. Направления, которые хорошо выражены, но представлены меньшим количеством знаков смещений, что это разделение достаточно условно и говорит лишь о проявленности этих направлений по количеству геологических индикаторов. Распределение наиболее проявленных направлений максимального сжатия по разным исследованным участкам (рис. 1) показывает, что для территории Северо-Западного Кавказа характерны значительные вариации доминантных направлений этих напряжений. При количественном анализе направлений максимального сжатия в пределах Северо-Западного Кавказа устанавливается три основных направления максимальных сжимающих напряжений: северо-восточное (CB 30–50°), субмеридиональное и северо-западное (C3 310–330°) субгоризонтальные направления (рис. 2). Ведущая роль принадлежит северо-восточному и субмеридиональному сжатиям, с действием которых парагенетически связано формирование основных складчатых и разрывных структур. При этом, наибольше распространение имеют парагенезы, сформированные в условиях субвертикального сжатия.

Парагенезы северо-восточного сжатия являются наиболее проявленными в пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. С действием северо-восточного максимального сжимающего напряжения связано большинство знаков смещения в собранных замерах тектонической трещиноватости. В ряде районов (Лазаревская тектоническая зона, долины рек Аше и Псезуапсе) северо-восточное сжатие является резко доминирующим, практически целиком определяя развитие складчатых и разрывных нарушений (см. рис. 2). Ориентировка северо-восточного сжатия на разных сегментах Северо-Западного Кавказа несколько различается. Так, если в западной части Новороссийского синклинория (в районе городов Анапа и Новороссийск) устанавливается основное направление северо-восточного сжатия по азимуту СВ 40–60°, то в пределах восточной части синклинория (в долинах рек Макопсе, Аше и Псезуапсе) определяется направление СВ 20–30°.

Парагенезы субмеридионального сжатия практически повсеместно проявлены в пределах Северо-Западного Кавказа. Они являются наиболее проявленными по северной периферии складчатого сооружения (на южном борту Западно-Кубанского передового прогиба) в области развития эоцен-плиоценовых отложений. Субмеридиональное сжатие также становится более значимым в пределах Северской и Псекупской поперечных ступеней, где с ним связаны основные разрывные и складчатые парагенезы.

Северо-Западное сжатие хорошо проявлено в пределах поперечных зон Северо-Западного Кавказа (Анапской, Геленджикской, Туапсинской и др.). Вне этих зон количество знаков смещения, связанных с данным сжатием, не превышает 10–20 %. Исключение составляет район, ограниченный Туапсинской и Джанхотской (Геленджикской) флексурно-разломными зонами. Проведенные исследования выявили ряд особенностей морфологии и тектодинамических условий формирования складчатых структур в пределах Северской и Псекупской поперечных ступеней. Здесь преобладают запад-северо-западные, субширотные, а нередко и «антикавказские» северо-восточные простирания складчатых структур, тогда как в соседних районах большинство складок имеет северозападные и запад-северо-западные простирания осей. Для структуры рассматриваемого участка характерны осложняющие складки на крыльях более крупных структур, разветвление складок и изгибы их шарниров. При полевых тектонофизических исследованиях были изучены Хотецайская, Иналская и Малоубинская складки северо-восточного простирания. Ведущим при образовании всех трех изученных складчатых структур «антикавказского» простирания было север-северо-западное сжатие. Это направление максимального сжимающего напряжения было здесь единственным полноценно проявленным в дизъюнктивных структурах, которые имеют здесь до- или раннескладчатый возраст.







Рис. 2. Диаграммы распределения азимутов простирания максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в пределах Северо-Западного Кавказа.

но фиксируются: А - наиболее проявленные (доминантные); Б - второстепенные (менее проявленные); В - наиболее проявленные для Анапского района; Г – наиболее проявленные для Северско-Псекупского и Туапсинского районов; Д – наиболее прояв-Показаны азимуты простирания данных напряжений и количество участков (точек наблюдения), где эти направления уверенленные для Лазаревского района

Полученные данные по полю тектонических напряжений хорошо соотносятся с позднеальпийскими региональными и локальными складчатыми и разрывными структурами Северо-Западного Кавказа. Поперек направления максимального сжатия формировались структуры надвигания и расплющивания. Вдоль этого направления формировались сбросораздвиговые структуры, а диагонально к нему – сдвиговые структуры. В позднеальпийской структуре Северо-Западного Кавказа устанавливается развитие парагенетически связанных систем тектонической трещиноватости с правосдвиговым (субмеридионального, северо-западного и запад-северо-западного простираний) и левосдвиговым (субширотного, восток-северо-восточного и север-северо-восточного) характером смещений. В структуре складчатого сооружения хорошо проявлены взбросо-надвиговые и стресс-стилолитовые системы тектонической трещиноватости субширотного и северо-западного простираний. Таким образом, широко распространенные на Северо-Западном Кавказе дизъюнктивные зоны северо-западного и субширотного простираний формировались в обстановке сжатия с существенным значением сдвиговой составляющей (правосторонней – в зонах северо-западного простирания, и левосторонней – в зонах субширотного простирания). Вполне определенно можно говорить о связи большинства дизъюнктивных парагенезов с эпохой складкообразования, основная фаза которой, как нам представляется, связана с эоценовым временем.

А.В. Маслов¹, Д.В. Гражданкин², В.Н. Подковыров³, Ю.Л. Ронкин¹

Особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна и состав питающих провинций

Традиционно считается, что верхневендские отложения Мезенского бассейна, как и всей Восточно-Европейской платформы, сформировались в условиях обширного мелководного эпиконтинентального бассейна в результате трансгрессии, вызванной послеледниковым эвстатическим подъемом уровня моря и эпейрогеническим погружением платформы. Высказывались также предположения, что прогибание кристал-лического фундамента на северо-востоке платформы и образование поздневендского бассейна могли быть связаны с пострифтовым тер-

 ¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия
² Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия
³ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

мальным погружением литосферы. Вместе с тем, новые данные по глубинному строению и радиометрические датировки свидетельствуют о том, что северо-восточная окраина Восточно-Европейской платформы в позднем венде подверглась интенсивному сжатию со стороны Тимано-Печорской области в результате столкновения с системой островных дуг и микроконтинентов. Тестирование геодинамических моделей развития Мезенского бассейна можно провести путем реконструкции источников питания для поздневендского этапа развития. В качестве питающих провинций могли выступать архейско-нижнепротерозойские комплексы Балтийского щита и внутренних районов Восточно-Европейской платформы и верхнепротерозойские осадочно-метаморфические и магматические образования Тимано-Печорской области, однако реальный вклад каждой из них в формирование поздневендских осадочных последовательностей до настоящего времени остается невыясненным.

Верхневендская осадочная последовательность Юго-Восточного Беломорья ограничена снизу поверхностью субаэрального размыва шельфа, а сверху – поверхностью максимальной регрессии. В составе верхнего венда выделяются четыре секвенса: агминский, солзенский, зимне-горский и ергинский. Агминский секвенс объединяет отложения лямицкой свиты и нижней подсвиты верховской свиты. Солзенский секвенс объединяет отложения верхней подсвиты верховской свиты. Зимнегорский секвенс объединяет отложения одноименной свиты, в подошве которой установлены поверхность форсированной регрессии и врезание в толщу подстилающих отложений. Ергинский секвенс представлен от-ложениями ергинской свиты. Установленные нами в разрезах Юго-Восточного Беломорья поверхности регрессии уверенно трассируются в скважинах вдоль регионального палеосклона Мезенского бассейна, дескважинах вдоль регионального палеосклона мезенского бассейна, де-монстрируя относительную выдержанность мощностей заключенных между ними латеральных фациальных рядов (секвенсов). Вкрест палео-склона, от скважины Котлас по направлению к Канино-Тиманскому складчато-надвиговому поясу, мощность верхневендского осадочного выполнения Мезенского бассейна возрастает до 1300 м и более. Выделенные выше секвентые границы прослеживаются и в отложениях верхнего венда интракратонного бассейна Московской синеклизы. Секвенсстратиграфическая архитектура верхневендских осадочных последова-тельностей Восточно-Европейской платформы позволяет предполагать, что в Мезенском бассейне осадконакопление протекало без существен-ных перерывов на протяжении всего позднего венда, тогда как в Мос-ковском формирование осадков было связано с двумя эпизодами максимального высокого стояния уровня моря («редкинская» и «котлинская» трансгресии). В осадочной последовательности верхневендских отложений Мезенского бассейна установлена граница резкой смены проградационного тренда осадконакопления, которая совпадает с поверхностью раздела агминского и солзенского секвенсов. Агминский секвенс сложен преимущественно мелководно-морскими осадками, тогда как все остальные секвенсы представлены породами флювиально-морского генезиса. В агминском секвенсе наиболее проксимальные отложения приурочены к узкой (шириной не более 100 км) зоне на восточном склоне Балтийского щита, а дистальные развиты в области сочленения бассейна с Канино-Тиманским складчато-надвиговым поясом. Начиная же с солзенского времени, проксимальные обстановки располагались вдоль северо-восточного края Мезенского бассейна, а дистальные фации были приурочены к восточному склону Балтийского щита.

Анализ геохимических особенностей тонкозернистых терригенных образований верхнего венда Мезенского бассейна показывает следующее. На диаграмме Ni-Cr точки составов аргиллитов занимают положение внутри поля постархейских тонкозернистых терригенных пород. На диаграмме Co/Hf-Ce/Cr они локализованы рядом с такими модельными геохимическими объектами, как протерозойские кратонные сланцы и РААЅ. В значительной части проанализированных нами образцов аргиллитов величина отношения Ce/Cr составляет 0.75-0.80 и выше, тогда как для архейских кратонных сланцев значение этого же параметра рав-но 0.12. Отношение Co/Hf в аргиллитах позднего венда Мезенского бассейна в подавляющем большинстве случаев не превышает 5, тогда как в среднем архейском аргиллите эта величина превосходит 11. Все это посреднем археиском аргиллите эта величина превосходит 11. Все это по-зволяет предполагать, что архейские субстраты не играли существенной роли при формировании верхневендских осадочных последовательно-стей Мезенского бассейна. Медианная величина суммы РЗЭ в аргилли-тах верхнего венда Юго-Восточного Беломорья составляет 210 г/т, в тонкозернистых терригенных породах Вычегодского прогиба она равна 180 г/т. Это также дает возможность считать, что на окружавших Мезенский бассейн палеоводосборах в позднем венде доминировала достаточно зрелая континентальная кора. На отсутствие в областях сноса ар-хейских тоналит-трондьемит-гранитных ассоциаций указывают и достаточно низкие значения отношения La_N/Yb_N в проанализированных нами образцах аргиллитов. Примечательно, что спектры распределения РЗЭ в аргиллитах всех литостратиграфических единиц верхнего венда Мезенского бассейна близки по своему облику к нормированным на хондрит спектрам РЗЭ в РААЅ и гранитоидах Тимано-Печорской области. Nd модельный возраст аргиллитов нижней части лямицкой свиты составляет 1.53 млрд лет. Величина Т_{DM} в тонкозернистых терригенных породах верховской свиты примерно на 200 млн лет больше и равна 1.73–1.71 млрд лет. Примерно такие же значения T_{DM} характерны для аргиллитов ергинской свиты, тогда как глинистые породы зимнегорской свиты имеют Nd модельный возраст 1.57–1.53 млрд лет. Для алевроаргиллитов падунской свиты величина T_{DM} равна 1.66–1.64 млрд лет. Таким образом, Nd модельный возраст тонкозернистых терригенных пород верхнего венда Мезенского бассейна достаточно близок к модельным возрастам гранитоидов из складчатого фундамента тиманид, как это следует из пересчитанных нами данных, приведенных в работе [1]. Рассмотрение моделей смешения позволяет предполагать, что роль Балтийского щита и внутренних районов Восточно-Европейской платформы как источников тонкой алюмосиликокластики для Мезенского бассейна в позднем венде была минимальной.

Результаты секвенс-стратиграфических исследований верхневендских отложений и анализ распределения редкоземельных и ряда высокозарядных элементов в аргиллитах верхнего венда согласуются с представлениями о том, что северо-восточная окраина Восточно-Европейской платформы в позднем венде подверглась интенсивному сжатию со стороны Тимано-Печорской области в результате столкновения с системой островных дуг и микроконтинентов. Эти же данные позволяют предполагать, что вследствие коллизии под нагрузкой надвинутых масс произошло пригибание северо-восточной окраины платформы и образование Мезенского предгорного бассейна, при этом Тимано-Печорская область выступала в качестве основной питающей провинции. Таким образом, коллизия на северо-востоке палеоконтинента Балтика началась не в раннем кембрии, а на несколько десятков миллионов лет раньше – в позднем венде. Нижняя граница верхнего венда (редкинского горизонта) не связана с постгляциальной трансгрессией, а определяется затоплением территории в результате нагрузки со стороны надвинутого на край платформы Тимано-Печорского складчатого сооружения.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64223), Программы Президиума РАН № 18 и Irish Research Council for Science, Engineering and Technology (Д.В. Гражданкин).

Литература

1. *Pease V., Dovshikova E., Beliakova L., Gee D.G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. London[^] Geological Society, 2004. Mem. 30. P. 75–85.

Горообразование в истории Земли: основные особенности и генезис

Проблема горообразования в истории Земли, пожалуй, наиболее важная и сложная в тектонике и геодинамике, в тектонических и геодинамических гипотезах и моделях, пытавшихся в прошлом или пытающихся в настоящее время объяснить это природное явление или процесс. Связано это, прежде всего, с поразительным многообразием этого процесса, многочисленными особенностями, характеризующими это сложное природное явление. К таким особенностям, в частности, относятся следующие.

1. Резко неравномерное распределение горных сооружений на поверхности Земли, как на суше, так и в океанах. На суше горы в основном приурочены к так называемому Циркум-Тихоокеанскому обрамлению вдоль окраин всех континентов, окружающих Тихий океан, и к так называемому поясу Тетис вдоль южных окраин самого крупного Евроазиатского континента. В океанах горы образуют систему так называемых срединноокеанических хребтов (СОХ), осложняющих дно всех четырех океанов Земли – Атлантического, Тихого, Индийского и Северного Ледовитого.

2. Все горные сооружения Земли и составляющие их хребты обладают резко удлиненной в плане формой, иногда протягиваются на многие сотни и даже тысячи километров.

3. Подавляющее большинство горных сооружений по простиранию в той или иной мере изогнуто, характеризуясь различной кривизной; иногда встречаются горы или отдельные участки гор, отличающиеся выдержанным прямолинейным простиранием, например, Уральские горы.

4. Все горы в той или иной мере дислоцированы всеми тремя типами дислоцированности слагающих их горных пород – пликативными, дизъюктивными и инъективными, иногда с явным преобладанием како-го-либо одного из типов.

5. Все горы на Земле обладают возрастом, т.е. временем возникновения, и той или иной длительностью формирования. Например, в фанерозойской истории Земли выделяются три революционные общепланетарные эпохи активного горообразования – каледонская, герцинская и альпийская, разделенные более длительными этапами относительно спокойного эволюционного развития.

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

6. Отдельные регионы Земли отличаются исключительным своеобразием процесса горообразования, например, северо-западный типично островодужный сектор Тихоокеанского обрамления или островные дуги между Северной и Южной Америкой или Южной Америкой и Антарктидой. Островные дуги в этих регионах представляют, как правило, двойные цепочки гор-островов, на многие тысячи метров возвышающиеся над дном окружающих их морей и океанов, причем внутренняя дуга гор-островов сопровождается наращивающими их активными вулканами, полностью отсутствующими во внешней дуге. Кстати, островные дуги этого типа развиты лишь вдоль восточных и обращенных к экватору сторонах континентов, полностью отсутствуя вдоль западных.

 Большинство горных сооружений на суше характеризуется отчетливо выраженной зональностью по степени метаморфизма. Наиболее высокой степенью метаморфизма характеризуются центральные части таких горных сооружений – так называемые ядра метаморфизма – централиды, с постепенным уменьшением во все стороны от них.
8. Все срединно-океанические хребты обладают однотипным строе-

8. Все срединно-океанические хребты обладают однотипным строением: наличием в середине продольной рифтовой долины и многочисленных поперечных так называемых трансформных разломов, расчленяющих хребты на множество секторов, смещенных относительно друг друга на различные расстояния.

9. Все горные сооружения на суше изостатически уравновешены, обладая так называемыми «корнами гор», уходящими в астеносферу и верхнюю мантию соразмерно высоте гор.

10. Все срединно-океанические хребты (СОХ) закономерно удревняются в обе стороны от наиболее молодой центральной рифтовой долины и характеризуются системой параллельных этой долине полосовых магнитных аномалий.

Самые ранние геотектонические гипотезы или модели либо никак не объясняли горообразование, считая, очевидно, его либо отсутствующим или несущественным (нептунизм), либо одним лишь простым вулканическим процессом (плутонизм). Первой геотектонической моделью, попытавшейся общепланетарно объяснить горообразование, является контракционная гипотеза, предположившая, что все горы на Земле возникли в результате ее охлаждения и вызванного этим сжатия. Однако вскоре выяснилось, что Земля не только не сжимается, а, наоборот, расширяется. Новой попыткой объяснить горообразование является так называе-

Новой попыткой объяснить горообразование является так называемая «теория геосинклиналей», согласно которой горы возникают в результате инверсии длительно опускавшихся прогибов, называемых геосинклиналями. Инверсия – подъем и смятие выполнявших геосинклинали осадочных пород – вызываются глубинными, трудно объяснимыми термодинамическими процессами под геосинклиналями. Модель предполагает наличие в Земле проявления одних лишь вертикальных движений, полностью отрицая движения горизонтальные.

Устранение этого недостатка, начиная с А.Вегенера, привела, в конечном счете, к отказу от модели «теории геосинклиналей» и замене ее моделью плитовой тектоники, которой придерживается большинство современных исследователей. Согласно этой модели, земная кора подразделяется на ряд плит, взаимодействующих друг с другом в трех основных модификациях: конвергентно, дивергентно и трансформно. Горообразование объясняется результатом действия двух первых модификаций – конвергентным взаимодействием плит на суше и дивергентным в океанах. Модель фактически признает лишь одни горизонтальные движения, отрицая вертикальные. Энергетический источник движений плит, как и у всех предыдущих моделей, плитовая тектоника предполагает внутри Земли – в виде так называемой конвекции в мантии, во многом весьма гипотетической. Кроме этих недостатков, плитовая тектоника не в состоянии удовлетворительно объяснить и многие из приведенных выше особенностей горообразования, в частности, наличие островодужных систем в горообразовании лишь вдоль восточных окраин континентов и полное их отсутствие вдоль западных окраин.

Наиболее вероятной альтернативой плитовой тектоники, по всей видимости, будет идущая ей на смену так называемая новая ротационная геодинамическая модель. Главной особенностью этой модели является ротационный режим планеты Земли – ее вращение вокруг своей оси, Солнца, в Галактике и во Вселенной. Основной энергетический источник ротационного режима планеты находится не внутри Земли, как у всех других предлагавшихся моделей, а вне ее, во внешних гравитационных и электромагнитных полях. В наиболее разработанной в настоящее время новой ротационной геодинамической модели [1–22] она состоит из пяти наложенных друг на друга относительно самостоятельных геодинамических механизмов: ротогенеза, дрифтогенеза, пассивного и активного рифтогенеза и сепаратогенеза или геосферогенеза, имеющих, тем не менее, общую для всех пяти механизмов ротационную природу. Этими пятью механизмами достаточно просто и убедительно объясняются все вышеперечисленные особенности горообразования, в частности, наложенным действием ротогенеза и дрифтогенеза – главных геодинаимических механизмов – горообразование на суше, а одним лишь пассивным рифтогенезом – горообразование (СОХ) в океанах.

Литература

1. *Мельников О.А.* Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм // Восточно-Азиатские островные системы: Тектоника и вулканизм. Южно-Сахалинск, 1978. С. 27–32.

2. Мельников О.А. Вероятный механизм динамической модели земной коры // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР: Тез. докл. 13-й сес. науч. совещ. по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск, 1980. 16 с.

3. *Мельников О.А.* О динамике островных дуг на примере особенностей строения Сахалино-Японской островной дуги // Тихоокеан. геология, 1982. № 6.С. 106–108.

4. *Мельников О.А.* Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области: М.: Наука, 1987. 95 с.

5. *Мельников О.А.* О механизме образования островных дуг северозапада Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 9–13.

6. Мельников О.А. Ротационная геодинамическая модель и ее механизмы как более полно объясняющие прошлое и настоящее земной коры // XIX Тектоническое совещание «Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов ». М., 1996. С. 92–96.

7. Мельников О.А. К вопросу об оценке максимальной балльности ожидаемых землетрясений и о региональном сейсмическом районировании // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 150–159.

8. *Мельников О.А.* Состав и строение геосфер и определяющие их становление и развитие основные геодинамические механизмы // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы IV междунар. междисциплинар. симпоз. Хабаровск, 1998. С. 132–134.

9. *Мельников О.А.* Ведущая роль ротационных механизмов в геодинамике // IV междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М., 1999. Т. 1. 90 с.

10. Мельников О.А. К вопросу о природе Нефтегорского землетрясения 28.05.95. и естественной сейсмичности вообще // Память и уроки Нефтегорского землетрясения. Южно-Сахалинск, 2000. С. 62–65.

11. *Мельников О.А.* Определяющая роль основных ротационных геодинамических механизмов в естественной сейсмичности Земли // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 255–267.

12. Мельников О.А. Основные черты строения и эволюции литосферы Тихоокеанского сегмента и ведущая роль в этом основных геодинамических механизмов новой ротационной модели Земли // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы V междунар. междисциплинар. симпоз. Владивосток, 2000. 126 с.

13. Мельников О.А. Природа общей естественной сейсмичности Земли в ее глобальных ротационных геодинамических механизмах // Проблемы гео-

динамики и прогноза землетрясений: V Российско-Японский семинар. Хабаровск, 2001. С. 50–53.

14. *Мельников О.А.* Природа основных особенностей общепланетарной тектоники и геодинамики неогея Земли в ее глобальных ротационных геодинамических механизмах // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 22–25. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).

15. *Мельников О.А.* Новая ротационная геодинамическая модель Земли – наиболее вероятная альтернатива модели тектоники плит (или весьма существенная ее модернизация) // 7-я междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М., 2001. С.т129–131.

16. Мельников О.А. Роль геофизического (геодинамического) моделирования в познании прошлого, настоящего и будущего литосферы и Земли в целом // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 342–345. (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).

17. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 40–44. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).

18. Мельников О.А., Поплавская Л.Н., Нагорных Т.В. Система напряжений в очагах Сахалинских землетрясений и их связь с тектоникой острова // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, №3. С. 3–11.

19. *Melnikov O.A.* Basic mechanisms of the Earth rotational geodynamic model // Annales Geophysical. P. 1: Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards Supplem 1 to V. 15. Kaltenburg-Lindau, 1997. P. 76.

20. *Melnikov O.A.* New Global rotational Model of the Earth – the Most Perspective Alternative of the Modern Plate Tectonics Model // Proceedings of International Symposium on New Concepts in Global Tectonics «98» Tsukuba. Tsukuba, Japan, 1998. P. 69–75.

21. *Melnikov O.A.* A rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth Parts 1, 2, 3 // New Concepts in Global Tectonics. 1998. N 3. P. 24–27; N 4. P. 19–23; N 5. P. 20–25.

22. *Melnikov O.A.* A leading role of the Earth's Rotational mechanisms in continents and oceans dynamics In book Humanity and the World Ocean Independence at the Dawn of the New Millennium June 23–25, 1999. Moscow, Proceedings. Moscow, 2000. P. 202–208. (PACON 99).

Рельеф дна Японского моря в поле деформаций восточной окраины Азии

Происхождение впадин окраинных морей Азии остается проблемой все еще далекой от разрешения. Распределение батиметрических ступеней дна морей [1] и рассчитанные по новейшим альтиметрическим данным батиграфические кривые [2] показывают, что развитие рельефа дна, а значит и впадин в целом, вписывается в разные эволюционные ряды. Это означает, что рельеф разных сегментов переходной зоны был исходно разным, а впадины закладывались на коре различного типа. По данным геологических исследований, большую роль в этом процессе имело неоднородное строение фундамента как следствие растяжения, дробления и частичного замещения первичной коры. Все это проявилось в деформации рельефа земной поверхности, что и привело к заложению морских впадин.

Проведенные в разные годы Ю.М. Пущаровским, Е.А. Радкевич, М.А. Фаворской, И.Н. Томсоном, И.К. Волчанской, И.И. Берсеневым, Р.Г. Кулиничем, Л.А. Изосовым, В.П. Уткиным, Н.П. Васильковским и многими другими геологические исследования показали широкое участие разломной тектоники в развитии зоны перехода континент-океан. Она организуется в ортогональные и диагональные системы разломов. В них укладываются все крупные тектонические элементы региона – фрагменты Сино-Корейской дорифейской параплатформы и параплатформы Янцзы. Уверенно выделяются тектонические швы – трансрегиональные (сквозные) зоны глубинных долгоживущих разрывных структур, пересекающие, в том числе, впадину Японского моря. Сквозные структуры большей частью имеют мантийное заложение, являются магмоконтролирующими и обладают высокой подвижностью. В виде линеаментов они формировались на восточной окраине Азии на протяжении длительной (от рифея и ранее) геологической истории [3].

Обновление и наложение разломов на другие привело к своеобразной интерференции разновозрастных и разноориентированных тектонических линий генетически различных типов (сколы, сдвиги, раздвиги, сбросы). Дизъюнктивные структуры объединяются в парагенетические семейства и в целом образуют решетчатый тектонический каркас континентальной окраины. Он включает также фрагменты разрушенного

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

складчатого или гранитно-метаморфического фундамента. На нем развивались вулканоплутонические комплексы Западно-Сихотэ-Алинского среднепалеозойского и Восточно-Сихотэ-Алинского мезозойско-кайнозойского окраинно-континентальных вулканогенов. Закладывались локальные вулканотектонические структуры: разнопорядковые котловины, депрессии, кальдеры, рифты, вулканоинтрузивные купольные поднятия, вулканические постройки и сопровождающие их депрессии и валы. Они участвуют и в строении шельфа, материкового склона, глубоководных котловин и возвышенностей дна Японского моря.

Фрагменты структур обоих вулканогенов выделены на шельфе Южного Приморья и на подводных склонах Сихотэ-Алиня. Рифтовая структура северо-восточного простирания, выраженная на континенте п-овом Муравьева-Амурского, в виде цепочки островов (Русский, Рейнеке, Попов, Рикорда, Стенина, Большой Пелис и др.) продолжается на шельфе Южного Приморья. Острова представляют собой разрозненные блоки позднепалеозойского горста, сформированного тектономагматическими процессами (поздняя пермь?). Вероятно, продолжением этой структуры служит Кильджу-Менчхонский грабен на Корейском полуострове с проявленной в кайнозое магматической активностью. В виде одноименного каньона его фрагменты выделяются на подводных склонах Корейских гор [4]. К структуре этого направления относится также грабен Гензан в Японском море, прилегающий с востока к корейскому шельфу. На южноприморском шельфе в виде островов Римского Корсакова (Матвеева, Гильденбранта, Большой Пелис, Дурново, Де-Ливрона) выделяются блоки Туманган-Лаоелинской мегазоны, продолжающие с континента рифтовую структуру северо-западного простирания. Активные тектономагматические процессы в мегазоне также прекратились в позднем палеозое. Однако проявление в юго-западном Приморье вулканизма в эоценовое и позднеолигоцен-раннемиоценовое время [5] свидетельствует о кайнозойской тектономагматической активизации этой структуры в целом.

Самое широкое развитие кайнозойский вулканизм получил во внутренней части впадины Японского моря. Вулканические комплексы выполняют рифтовые депрессии Центральной котловины, котловин Хонсю и Цусимской. Свидетельством полного разрыва континентальной коры служат раннемиоценовые базальты океанического типа в котловине Хонсю (скв. ODP 794). Многочисленные вулканические постройки выделяются на возвышенностях Восточно-Корейской, Ямато, Уллындо (Криштофовича). Вулканоструктуры разного типа и происхождения составляют парагенезы, часто связанные с зонами трансрегиональных линеаментов или их пересечениями. Вулканические породы впадины Японского моря по геохимическим особенностям занимают как бы промежуточную позицию между окраинно-континентальными и островодужными вулканическими образованиями. Базальтами окраинно-морского типа [6] сложены локальные вулканические постройки, которые формировались по разломам фундамента в котловинах Центральной и Хонсю и обрамляющих также возвышенности Восточно-Корейскую, Ямато, Окусири, Ното. В рельефе дна они выделяются в виде гор и коротких хребтов. Их формирование укладывается примерно в два временных диапазона: олигоцен – ранний миоцен и средний миоцен – плиоцен. В виде покровов на гетерогенном фундаменте возвышенностей (Восточно-Корейская, Уллындо, Ямато, Оки, Кита-Оки и др.) залегают вулканические образования трахиандезитового комплекса, аналогичные породам окраинно-континентальных вулканических поясов. Они формировались в субаэральных условиях в позднеолигоцен-раннемиоценовое время (27–22 млн лет). На хребте Южное Ямато, Японо-Сахалинском бордерленде, в том числе, на островах Монерон и Садо распространены вулканиты островодужного типа раннемиоцен-современного возраста, составляющие разнообразные формы рельефа. В пределах жестких блоков древней сиалической коры по северному обрамлению Цусимской котловины (острова Уллындо, Чукто, Дого, вовышенность Глебова, гайот Оки) выделяются щелочные базальтоиды типа пород континентальных рифтов плиоцен–голоценового возраста.

Вого возраста. По особенностям структурного заложения (разбитая на блоки континентальная кора) и характеру проявления вулканизма в пространстве и времени все вулканоструктуры морской впадины могут составить Япономорский окраинно-морской вулканоген. Его развитие увязывается с активизированными в кайнозое разломами континентальной коры. Представляется, что активизация здесь стала следствием геодинамического воздействия Индо-Атлантического сегмента планеты на Тихоокеанский, что, в свою очередь, привело к воздействию тихоокеанских литосферных масс на структуры Восточной Азии, особенно прогрессирующего с эоцена. Поступательное вдоль континента движение океанских масс сопровождалось локальными вращательными моментами на контактах блоков коры. Их взаимодействие, в конечном итоге, вызвало формирование трансрегиональных северо-восточных левосторонних сдвигов в целом и сопряженных с ними участков относительного поперечного сжатия – растяжения. В итоге решетчатый каркас окраины пришел в динамически активное состояние. По мнению И.И. Берсенева с соавторами [7], это событие произошло в момент проявления интенсивной складчатости в Сихотэ-Алине, когда с позднего мела стали преобладать горизонтальные движения. Они привели к разрывам коры, раздвигам, излиянию магм и дальнейшим деформациям. К началу палеогена движения по разломам прекратились и возобновились лишь в эоцене. В неоген-четвертичное время вдоль них произошли опускания.

Сложившаяся геодинамическая ситуация – тектонически «возбужденная» решетка интенсивно дислоцированной коры и вулканизм, обусловленный формированием разно уровненных магматических очагов в коре – самым непосредственным образом может составить механизм развития рельефа дна и морской впадины в целом. Как известно, вулканические структуры, формирующиеся под контролем глубинных разломов, в силу гравитационного оседания, возможно синхронного с излиянием магмы, по мере опустошения локальной магматической камеры вызывают компенсационный прогиб земной поверхности. Развитие вулканоструктур в разных частях впадины Японского моря происходило неравномерно, и поэтому формирование рельефа дна растянулось от позднего олигоцена почти на 20 млн лет, вплоть до рубежа плиоцен–плейстоцена [8].

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Мировой океан» в рамках подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» (второй этап).

Литература

1. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36–44.

2. *Казанский Б.А.* Батиметрия морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны по цифровым данным ЕТОПО 2' // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 56–64.

3. Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И. и др. Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент-океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской зоны переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.

4. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.

5. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.

6. *Syedin V.T.* Features of Cenozoic basaltoid magmatism and the origin of the Japan Sea // J. Phys. Earth. 1988. V. 36. S. 107–115.

7. Берсенев И.И., Липкин Ю.С., Сигова К.И. Впадина Японского моря // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 113–127.

8. *Цой И.Б., Шастина В.В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии). Владивосток: Дальнаука, 1999. 241 с.

A.M. Mecxu¹

Основные черты тектоники и магматизма Южного Памира – области сопряжения Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов

Памир – это структурный узел Евразии, соединяющий крупнейшие складчатые пояса континента: герцинский – Северный Памир, Урало-Монгольский – Южный Памир, киммерийский – Тихоокеанский и альпийский – Средиземноморский [2]. При этом, если Урало-Монгольский пояс отделен от мезозоид и альпид Памира глубинным разломом, то взаимоотношения альпийских и киммерийских структур Южного Памира имеют гораздо более сложный характер. Он выражается в наличии тектонических зон (Рушанско-Пшартской и Юго-Восточного Памира), в которых главная складчатость и инверсия имеют юрский–раннемеловой возраст, а в зоне Центрального Памира инверсия приходится на позднемеловое–палеогеновое время.

Интереснейшей особенностью киммерийских зон Южного Памира является полное тождество развития в них тектономагматических процессов с аналогичными процессами, развивающимися во внешней зоне Тихоокеанского пояса (1971 г.) [2]. Так, проявление складчатости и формирование вытянутых (так называемых новых) плутонов происходило в раннеюрское время и в Рушанско-Пшартской зоне, и в Монгольской складчатой системе. Последняя представляет собой ветвь Тихоокеанского пояса, распространяющуюся в герцинские структуры Центрально-Азиатского пояса. Однако наиболее сходны между собой тектономагматические процессы зоны Юго-Восточного Памира и Верхояно-Чукотской области. В этих двух весьма удаленных друг от друга регионах в верхнеюрское время были сформированы совершенно однотипные сообщества магматических пород. Причем в интервале 120-100 млн лет в сопоставляемых регионах появились своеобразные крупные пластообразные тела гранодиоритов и сопровождающие их пояса гранитоидного состава. Позднее формировались дискордантные интрузивы высокогли-

¹ ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия

ноземистых гранитов. И, наконец, в позднемеловое время магматизм в сопоставляемых регионах завершился образованием интрузий лейкократовых гранитов. Данные гранитоидные комплексы Памира и востока Азиатского континента имеют однотипную геохимическую и металлогеническую специализацию (Sn, B).

Развитие сопоставляемых мезозойских структур завершилось формированием в верхнемеловое время трахиандезит-трахилипаритовых комплексов. Признавая поразительное сходство развития мезозоид Южного Памира и Верхояно-Чукотской складчатой области, надо также отметить и полное отсутствие проявлений киммерийских тектономагматических процессов в Средиземноморском поясе. В регионах этого пояса (Кавказ, Карпаты, Западное Средиземноморье) в мезозое продолжалось геосинклинальное осадконакопление, а главная складчатость и инверсия приходятся на более позднее, верхнемеловое и палеогеновое, время.

В отличие от зон киммерийской складчатости совершенно иначе происходило развитие зоны Центрального Памира. Различия в развитии этих зон наметилась уже в начале мелового времени. Так, если в раннемеловое время геосинклинальные прогибы киммерид Южного Памира испытали инверсию и воздымание, то зона Центрального Памира в это время продолжала погружаться, и в прогибах этой зоны накапливались карбонатные и молассовидные отложения. В верхнемеловое-палеогеновое время изливались лавы субщелочных базальтов и трахириолитов. Инверсии прогиба зоны Центрального Памира, приходящейся на палеогеновое время, сопутствовали проявление складчатости и формирование небольших интрузивов габбрового состава и полифазных плутонов, сложенных габбро, диоритами и гранодиоритами.

песолыших интрузивов гасорового состава и полифазных няутопов, сложенных габбро, диоритами и гранодиоритами. Зона Центрального Памира по особенностям своего развития существенно отличается от Тихоокеанского пояса. Здесь в палеогене в обрамлении Азиатского континента формировалась система островных дуг, развивались процессы мощного островодужного вулканизма. При этом характерной чертой этого вулканизма является доминирующий базальтовый и, гораздо реже, кислый состав лав. Интрузивные образования представлены плутонами габбро-перидотитовой формации и проблематичными палеогеновыми плагиогранитами.

Гораздо отчетливее проявляется сходство зоны Центрального Памира со Средиземноморским поясом. В Средиземноморском поясе в конце мезозоя и в кайнозое в бассейнах Мезотетиса продолжалось осадконакопление. Этому процессу на Малом Кавказе сопутствовали извержения базальтов и андезитов, формировались интрузии габбро, а также малые интрузии и лакколиты гранитоидных пород повышенной щелочности. В Карпатах погружению сопутствовало появление спилит-кератофировой формации. Инверсия карпатской геосинклинали была отмечена мощным субсеквентным вулканизмом и формированием гипабиссальных интрузий гранитоидного состава.

Таким образом, характерной чертой раннеальпийского развития является унаследованный в палеогене от палеозоя и мезозоя структурный план размещения геосинклинальных прогибов. Эти черты раннеальпийского развития геосинклиналей Средиземноморского пояса присущи были и зоне Центрального Памира. Геосинклинальный прогиб этой зоны отмечен чертами унаследованного структурного плана от киммерид Южного Памира. Все приведенное показывает, что раннеальпийские тектономагматические процессы если и не определяли главный структурный план Памира, то, по крайней мере, завершали его формирование.

К совершенно особому эндогенному режиму на Памире относится комплекс складчатых, орогенных процессов и магматизма, которые проявились в позднеальпийскую эпоху, охватывающую палеогеновое и неогеновое время. Главной особенностью проявления этого режима является положение Памира и Гималаев в зоне, обрамляющей с севера выступ Индостанской платформы, глубоко вдающейся в тело Евразии. Мощнейшее сжатие в этой зоне обусловлено поддвигом Индостанской платформы под геосинклинальный комплекс Гималаев, а, возможно, и Памира. С этим поддвигом связано образование грандиозного синтаксиса и крупнейших горных систем Памира и Гималаев.

Этим мощным коллизионным процессам сопутствовали появление на Памире крупных правосторонних сдвигов и образование тектонических покровов, а развитию коллизионных процессов – значительный гранитоидный магматизм. Он выразился в появлении крупных автохтонных гранитных плутонов, избиравших блоки кристаллических пород, которые располагались в геосинклинальных отложениях. Характерной чертой этих плутонов является гнейсовидный облик гранитов и наличие ореолов магматитов, окружающих эти Плутоны.

Столь же мощные коллизионные процессы проявлены и в Гималаях [1]. Здесь в результате сближения Гондваны с Евразией и поддвига Индостанской платформы под комплекс отложений Тетиса в периферии Евразии происходили формирование сложнейшей покровно-складчатой структуры и грандиозные процессы горообразования. В Гималаях, как и на Памире, орогенез сопровождался появлением гранитных плутонов, во многом похожих на памирские автохтонные плутоны. Весьма примечательно, что гималайские плутоны, как и памирские, располагаются только в метаморфических породах и не распространяются в неметаморфизованные осадочные породы кровли. В последней развиты только жилы пегматитов и аплитов. Столь мощные внутриконтинентальные коллизионные процессы не проявлены в Тихоокеанском поясе. Здесь в палеогене и неогене развивались эндогенные процессы, характерные для активных континентальных окраин. Сжатие отвечало здесь развитию конвергентных процессов. Оно сопровождалось мощным излиянием базальтов и интрузиями габбро и перидотитов.

Приведенные коллизионные процессы, наблюдаемые на Памире, развиты в Афганистане, где наблюдается продолжение Памирской покровно-складчатой структуры и автохтонных гранитных плутонов. Но дальше на запад, на территории Ирака и Пакистана, такие коллизионные процессы или отсутствуют, как это видно на Кавказе, или сравнительно слабо проявлены, как в Карпатской складчатой системе. Здесь развита система надвигов, в том числе и надвигов кристаллических пород фундамента на флишевые отложения геосинклинального комплекса.

Значительные позднеальпийские тектономагматические процессы имеют место в Северной Африке. Они связаны с перемещением к северу Африканского континента [5]. При этом по зоне Пантеллерийского левостороннего сдвига происходило перемещение блока Африканской платформы. Во фронтальной части этого блока формировалась система шарьяжей и надвигов. Этому процессу сопутствовало образование гранитных автохтонных плутонов, сопровождаемых зонами магматизации и образованием рудоносных скарнов.

Итак, сопряжение альпид и киммерид на территории Памира, при доминирующем распространении первых, позволяет отнести Южный Памир к переходной альпийско-киммерийской складчатой области. В ней нашли отражение во всех деталях мезозойская складчатость и магматизм, распространенные на северо-востоке Азиатского континента, а также раннеальпийские тектономагматические процессы, присущие альпийскому поясу.

Анализ геодинамических обстановок показывает, что на Памире в процессе его мезозойского и кайнозойского развития пришли в соприкосновение две крупнейшие геодинамические области (провинции). Их разделяет Индо-Памирская зона, представляющая собой важнейший поперечный линеамент Азии [3]. Этот линеамент в пределах его Памиро-Гималайского сегмента отмечен мощнейшими поперечными сдвиговыми нарушениями, горизонтальными перемещениями земной коры и грандиозными горообразовательными процессами, создававшими горные системы Памира и Гималаев.

Литература

1. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.

2. Месхи А.М. Памир как область крупного скучивания орогенических поясов Земли // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.

3. Петрушевский Б.А. Индо-Памирская зона – один из важнейших поперечных линеаментов Азии // Бюл. МОИП. 1977. Т. 52, № 5.

4. Тектоническая карта Евразии / Ред. А.А. Яншин. М.: Наука, 1966.

5. *Чудинов Ю.В.* Происхождение альпийского складчатого пояса с точки зрения гипотезы расширения Земли // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980.

М.В. Минц, И.Б. Филиппова¹

Глубинное строение и эволюция раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (новый взгляд): данные геотраверсов 1-ЕВ и Татсейс, профилей 4В, ЭГГИ, ERSU-2003-2005, DOBRE и профилей проекта FIRE

За последнее десятилетие обширная информация о строении и геологической истории раннедокембрийской коры Восточно-Европейского композитного кратона (ВЕК) пополнилась принципиально новыми данными, полученными в результате отработки системы региональных и опорных профилей МОГТ в нашей стране и на сопредельных территориях Финляндии (проект FIRE) и Украины (профиль DOBRE). Современная тектоническая структура ВЕК сформирована к концу палеопротерозоя – Восточно-Европейский композитный кратон в целом представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген (рисунок).

В строении *архейских кратонов* (коровых сегментов – фрагментов неоархейского суперконтинента – Пангеи-0, по В.Е. Хаину): Кола-Мезень, Карелия, Сарматия, Волго-Уралия и Хопер) преобладают гранит-зеленокаменные ассоциации, образованные в результате геологических процессов, завершившихся формированием коллизионных орогенов к концу неоархея. Объединению Кола-Мезенского и Карельского кратонов предшествовало формирование Беломорского коллизионноаккреционного орогена.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рисунок. Тектоническое районирование раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона. Размещение опорных и региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ

1-3 – кора архейских кратонов и орогенов, в верхней части образованная преимущественно: 1 - гранит-зеленокаменными комплексами, 2 - гранулито-гнейсовы-ми комплексами. 3 – неустановленного типа: 4–7 – палеопротерозойские внутриконтинентальные коллизионные орогены: 4, 5 – средне-палеопротерозойские (2.1–2.0 млрд лет): 4 – области орогенов, 5 – активные континентальные окраины; 6, 7 – позднепалеопротерозойские (1.95–1.75 млрд лет): 6 – области орогенов, 7 – активные континентальные окраины; 8 – поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген; 9 – мезопротерозойский Свеконорвежский (Готский) аккреционный ороген; 10 – фанерозойские впадины; 11–15 – тектонические границы: 11 – ВЕК со структурами обрамления, 12 - палеопротерозойских орогенов, 13 - приблизительные палеопротерозойских орогенов и активных окраин, 14 - неоархейского Беломорского орогена, 15 - проведенные приближенно; 16 - сегменты орогена (1 - Южно-Прибалтийский, 2 - Лапландско-Среднерусский); 17 – средне-палеопротеро-зойские активные окраины (1 – Осницко-Микашевичская, 2 – Липецко-Лосевская); 18 – поздне-палеопротерозойские активные окраины (1 - Свекофеннская, 2 - Серпуховская, 3 - Тульско-Тамбовская); 19-21 - сейсмический профили МОГТ: 19 – положенные в основу моделей строения коры ВЕК, 20 – использованные при построении объемных моделей, 21 – приведенные для информации

Исключение составляет уникальный Волго-Уральский кратон (ВУК), практически нацело образованный гранулито-гнейсовыми комплексами, сформированными 2.74–2.59 млрд лет назад. Разрез по геотраверсу Татсейс демонстрирует два принципиально различающихся типа коровых структур: первый – в пределах Токмовского овоида и второй – характерный для остальной части ВУК, пересеченной геотраверсом. Ветлужская синформа в центре овоида представляет собой чашеобразную структуру 300–350 км в диаметре, с основанием на уровне коромантийной границы на глубине около 60 км. Синформа сложена высокоплотными мафитовыми гранулитами, габброидами и габбро-анортозитами. За пределами овоида кора имеет трехъярусное строение. До глубины около 20 км она образована ансамблем овальных синформных структур, перемещенных друг на друга. Нижняя область коры мощностью ~ 35 км представляет собой последовательность тектонических пластин, погружаюцихся в северо-западном направлении и «проникающих» в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена» акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км, которая при выходе к поверхности фундамента представлена гранитоидами Бакалинского комплекса. Архейские кратоны разделены *палеопротерозойскими коллизион*ными орогенами. Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внут-

Архейские кратоны разделены *палеопротерозойскими коллизионными орогенами*. Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген дугой охватывает Карельский кратон и отделяет его от кратонов Кола-Мезень, Волго-Уралия и Сарматия (геотраверс 1-ЕВ). Его протяженность превышает 3000 км, ширина достигает 1000 км. Краевые зоны орогена образованы осадочно-вулканогенными поясами низкого уровня метаморфизма, которые в терминах «тектоники плит», с некоторыми оговорками, могут рассматриваться в качестве аналогов сутурных зон. Эти пояса представлены пакетами моноклинально погружающихся тектонических пластин, в одних случаях быстро выклинивающимися с глубиной, в других – протягивающимися до коромантийного раздела. Осевая часть орогена образована пологонаклонными деформированными тектоническими пластинами мощностью от нескольких километров до 20–25 км. Пластины, образованные гранулитовыми комплексами, чередуются с пластинами, образованными архейскими гранит-зеленокаменными ассоциациями при участии ювенильных палеопротерозойских пород. Активный отрезок тектонической эволюции этого орогена охватил интервал от 1.95 до 1.75 млрд лет. Приблизительно в это же время вдоль северо-западной окраины палеопротерозойского континента образовался *Свекофеннский аккреционный ороген* (профиля проекта FIRE). С завершающим этапом формирования Восточно-Европейского кратона связано возникновение Рязано-Саратовского коллизионного орогена. Несколько ранее, 2.1–2.0 млрд лет, активные тектонические процессы, в основном, сосредоточенные в юго-восточной части нынешнего ВЕК в пределах кратона Сарматия, привели к возникновению внутриконтинентальных коллизионных орогенов: Восточно-Воронежского (профиль 1-ЕВ) и Криворожско-Брянского.

Формирование раннедокембрийской коры ВЕК стало результатом чередования и совмещения процессов тектоноплитного и плюмового типов. Активность плюмов наиболее эффектно проявилась в возникновении гранулито-гнейсовых поясов и ареалов.

Считается, что акустически расслоенная нижняя кора («зона рефлективити»), наблюдаемая на сейсмических разрезах, образована гранулитовыми комплексами мафитового состава. Анализ сейсмических образов коры по профилям 4В и FIRE-1 свидетельствует о том, что мафитовая нижняя кора Карельского кратона могла быть сформирована также и в результате аккретирования фрагментов палеопротерозойской океанической плиты.

«Объемные» представления о глубинном строении раннедокембрийской коры BEK развивают некоторые идеи предшествующих моделей слоисто-блокового строения коры. Однако новые представления принципиально отличаются от прежних моделей, демонстрируя образ тектонически расслоенной коры с преобладанием пологонаклонных границ между главными тектоническими подразделениями и сложное строение коромантийного раздела, неоднократно пересеченного коровыми пластинами, погружающимися в мантию.

В докладе использованы материалы, полученные в ходе совместных исследований с сотрудниками нескольких производственных и научных организаций: «Спецгеофизика», «Аэрогеофизика», Геологический институт, ИГЕМ и ИФЗ РАН, ГИ КНЦ РАН). Работа образует вклад в решение задач «Программы глубинных исследований МПР РФ», Программы ОНЗ РАН № 6 и проекта РФФИ № 05-05-65012.

Синергетический подход к природе спредингового и траппового магматизма

Спрединговый магматизм, т.е. магматизм зон спрединга на гребнях срединно-океанских хребтов, и магматизм траппов обычно рассматриваются как два совершенно независимых геодинамических феномена. Принципиально по-иному позволяет взглянуть на их природу синергетический подход. В соответствии с ним, Земля в целом, и составляющие ее подсистемы (литосфера, земная кора, блоки и др.) представляют собой открытые термодинамические системы разных рангов, обменивающиеся веществом и энергией с окружающей средой [1]. Геологической среде свойственна иерархическая неоднородность во всех пространственных масштабах, энергетическая активность, нелинейность и нестабильность, в ней широко развиты процессы самоорганизации. Движущим фактором для многих геодинамических явлений, в том числе и для формирования магматических очагов, является заключенная в ней энергия, которая высвобождается при том или ином воздействии на нее [2]. Сам факт движений вихревого типа, которые сопровождают формирование океанских впадин [3], является, с одной стороны, дополнительным подтверждением данной концепции, а с другой – позволяет определить тот тип воздействия, который может провоцировать формирование магматических очагов разных рангов.

Рассмотрена специфика пространственно-временных изменений геодинамической обстановки, свойственной движениям вихревого типа. При вихревом движении в процессе раскрытия в каждой точке зоны наращивания литосферы происходит смена напряжений – от сжатия (со сдвигом) к растяжению (со сдвигом). При этом градиент перехода от сжатия к растяжению не остается постоянным, а увеличивается по мере закручивания вихря, достигая максимальных значений в области наибольшего закручивания (стадии t_1 и t_2 на рис. 1). Сделано предположение, что суть того внешнего воздействия на нелинейную, сильно неравновесную среду, которое приводит к образованию очагов плавления, это – пульсирующее, периодическое чередование роста давления (и накопления энергии в породе) и последующее его резкое уменьшение (с понижением температуры плавления). Согласно данной модели, тектономаг-

¹ Государственный геологический музей (ГГМ) им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии (ИО) им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

матическая эволюция спрединговых зон характеризуется цикличностью (фазы с преобладанием растяжения и сжатия), а наиболее благоприятными для образования трапповых провинций являются области наибольшего закручивания вихревых спрединговых систем и выступы континентальных окраин.

Под углом зрения данной модели проанализированы две группы геолого-геофизических материалов. Первая характеризует геодинамику аккреции коры в зонах спрединга, вторая – положение наиболее хорошо изученных трапповых провинций (Деканской, Брито-Арктической, Восточно-Африканской) относительно областей наибольшего закручивания вихревых спрединговых систем, а также к выступам континентальных окраин (Парана-Этендека). Многолетними исследованиями надежно установлено, что наращивание океанской коры в океанских рифтах происходит неравномерно во времени и в пространстве при том, что гребни срединно-океанских хребтов являются областью проявления различных деформаций, связанных как с растяжением, так и со сжатием [4].

срединно-оксанских хреотов являются областью проявления различных деформаций, связанных как с растяжением, так и со сжатием [4]. На примере траппов Декана показано, что пространственно центр магматизма приурочен к области наибольшего закручивания одной из вихревых зон растяжения в Аравийском море. Ось спрединга в Маскаренской котловине продвигалась в северо-западном направлении, а пропагейтинг зоны растяжения континентальной литосферы в котловине Лакшми между Сейшельским микроконтинентом и Индостаном происходил в противоположном – юго-восточном направлении (рис. 2). Вероятно, главная вспышка магматизма была инициирована началом интенсивного растяжения именно в данной котловине. В результате магматизма, весьма интенсивного по сравнению с обычным спрединговым магматизмом, были сформированы квазилинейные подводные вулканические сооружения: банка Сайя-де-Малья, южная часть Маскаренского хребта и Мальдивский хребет в целом.

Проведенный анализ показал, что общим геодинамическим аспектом спредингового и траппового магматизма является принадлежность их к вихревым геодинамическим системам тектоносферы. С точки зрения нелинейной геофизической среды природа очагов рассматриваемых типов магматизма едина: они возникают в результате воздействий на среду, обусловленных спецификой вихревых движений, которые сопровождают формирование океанских впадин. Полученные нами результаты проясняют закономерность пространственной связи крупнейших провинций платобазальтов с тройственными сочленениями границ плит, зонами раскола континентальной литосферы и с другими ее структурными особенностями. Природа этой связи становится понятной с позиции нелинейной среды: именно в районах с сильно выраженными структурны-



Рис. 1. Пространственно-временное изменение геодинамической обстановки в процессе раскрытия океанской впадины (моменты времени t₁ и t₂) при воздействии вихревой компоненты на разных масштабных уровнях

а – плиты А и Б в целом; б – их отдельные части в зоне наращивания литосферы. 1 – литосфера: а и б – континентальная, в – океанская; 2 – зона сжатия и сдвига, которая в последующем преобразуется в зону избыточного (траппового) магматизма по сравнению со спрединговым магматизмом; 3 – ось раздвига; 4 – траектория движения плит и их отдельных частей; 5 – направление вращения плит и их отдельных частей вокруг полюса раскрытия Р и вокруг самостоятельных мгновенных полюсов РА₁, РБ₁, РА₂, РБ₂ (для плит в целом) и Р'А₁, Р'Б₁, Р'А₂, Р'Б₂ (для отдельных частей плит); 6 – вектора основных напряжений. На врезке: поле напряжений при раздвиге континентальных плит А и Б в зоне пилообразного выступа плиты А



Рис. 2. Эволюция вихреобразных спрединговых систем северо-восточной части Индийского океана и образование трапповой провинции Декана

а-б – реконструкции положения п-ова Индостан (Инд) и Сейшельского микроконтинента (С), а также положение спрединговых систем для возрастных срезов, указанны на рисунке. 1 – оси спрединга и спрединговые системы, стрелками показано направление пропагейтинга; 2 – область платобазальтов Декана и прилегающих районов океанского ложа; 3 – банка Сайя-де-Малья (СМ)

ми и вещественными неоднородностями наиболее вероятны те воздействия на нее, которые приводят к образованию разноранговых магматических очагов. Данная модель также объясняет феномен чрезвычайно кратковременного (взрывоподобного) извержения наибольшего объема траппов во многих провинциях. Сочетание сжатия и сдвига обуславливает взрывоподобные механохимические реакции в веществе, способствующие плавлению, о чем свидетельствуют результаты проведенных лабораторных экспериментов над твердыми веществами [5].

Литература

1. *Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. №8. С. 3–11.

2. Проблемы геофизики XXI века. Кн. 1. М.: Наука, 2003. 311 с.

3. *Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. №4. С. 1–17.

4. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 560).

5. Ениколопян Н.С., Вольева В.Б., Хзарджян А.А., Ершов В.В. Взрывные химические реакции в твердых телах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, №5. С. 1165–1169.

А.В. Моисеев¹

Изучение деформаций третичных отложений Западной Камчатки (Точилинский и Майначский разрезы) в контексте тектонического развития Западно-Камчатского прогиба в кайнозое

Структуры Западной Камчатки с востока обрамляют Охотское море. В пределах Западной Камчатки наиболее широко распространены кайнозойские отложения, заполняющие Западно-Камчатский прогиб. Среди третичных осадков обнажаются отдельные выходы мезозойских пород. В 2005 и 2006 гг. сотрудниками ГИНа РАН были проведены геологические работы по изучению деформаций третичных отложений вдоль береговых обнажений восточного побережья Охотского моря (Майначский и Точилинский стратотипические разрезы), а также отдельных обнажений в бортах рек (рисунок, а, б). Новые данные представляет интерес для изучения кайнозойской геодинамики восточной части Охотского моря, а также для оценки перспектив нефтегазоносности кайнозойских осадков Западной Камчатки и прилегающей акватории Охотского моря.

Майначский стратотипический разрез вскрыт в береговых обрывах восточного побережья Охотского моря, южнее устья р. Тигиль и восточнее мыса Бабушкина (см. рисунок, а, б). Мезозойские (юрско-меловые) отложения хребта Омгон являются образованиями палеоакреционной призмы, сложенной вулканогенно-терригенными отложениями [1, 2]. Породы мезозойского комплекса вблизи контакта с кайнозойскими характеризуются выдержанным падением слоистости в СЗ румбах и с угловым несогласием перекрыты среднеэоценовой толщей.

Вдоль береговых обрывов среднезоценовые-нижнеолигоценовые осадки (снатольская, ковачинская свиты) слабодеформированы и образуют

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рисунок. Положение участков исследований на Западной Камчатке а – географическая схема п-ова Камчатка. Залитые прямоугольники – районы исследований (цифры в кружках): 1 – Точилинский разрез, 2 – долина р. Напана, 3 – Майначский разрез, 4 – долина р. Квачина.

б – геологическая схема побережья Западной Камчатки (Тигильский район): 1 – мезозойские комплексы; 2 – нерасчлененные отложения среднего эоцена – нижнего олигоцена (снатольская, ковачинская свиты); 3 – нерасчлененные отложения верхнего олигоцена (гакхинская, аманинская свиты); 4 – нерасчлененные отложения нижнего и среднего миоцена (утхолокская, вивентекская, кулувенская свиты); 5 – нерасчлененные отложения верхнего миоцена – среднего плиоцена (ильинская, какертская, этолонская, эмановская свиты); 6 – крупные разломы; 7 – границы угловых несогласий; 8 – расположение Майначского разреза; 9 – расположение Точилинской разреза

крутопадающую на В моноклиналь. В восточном направлении при удалении от контакта с докайнозойскими комплексами увеличивается напряженность деформаций третичных отложений, и вернеолигоценовые породы (гакхинская, аманинская свиты) смяты в складки выдержанной СЗ вергентности. Нижнемиоценовые породы образуют пологонаклонную на ВСВ моноклиналь.

Точилинский стратотипический разрез обнажается в береговом обрыве восточного побережья залива Шелихова севернее устья р. Тигиль (см. рисунок, а, б). Ядро Точилинской антиклинали сложено слабодеформированными среднеэоценовыми песчаниками (снатольская свита), слабонаклоненными на ВЮВ. В северо-восточном крыле Точилинской антиклинали снатольская толща согласно перекрыта нижнеолигоценовыми осадками (ковачинская свита). В СВ направлении от контакта, ковачинская и снатольская толщи чередуются на одном гипсометрическом уровне. Такое чередование является результатом образования системы крупноамплитудных сбросов. Осадки наклонены на ВЮВ. Ориентировки сместителей сбросов указывает на существования СВ-ЮЗ растяжения. В обнажении снатольских песчаников отмечена плоскость мощного (размером 3х5 м), левостороннего сдвига, простирающегося в СВ-ЮЗ направлении. Далее в СВ направлении, происходит резкая смена знака палеострессов, так структуры, образованные в поле растяжения, сменяются структурами СЗ-ЮВ сжатия, где в пределах ковачинской толщи развиты слепые надвиги и взбросы. Верхнеолигоценовые породы (аманинская и гакхинская свиты) смяты в складки и наклонены на СЗ-ЮВ. В СВ крыле Точилинской антиклинали породы нижнемиоценового возраста (вивентекская, кулувенская свиты) образуют слабонаклонную моноклиналь.

смяты в складки и наклонены на Сэ-юв. в св крыле гочилинской антиклинали породы нижнемиоценового возраста (вивентекская, кулувенская свиты) образуют слабонаклонную моноклиналь. *В юго-западном крыле* Точилинской антиклинали снатольские песчаники перекрыты круто наклоненной на СЗ ковачинской толщей. Свиты контактируют по мощному разлому. Юго-Западнее контакта на ковачинские алевролиты надвинута верхнеолигоценовая толща (гакхинская, аманинская свиты), в которой широко развиты дуплекс-структуры. Вблизи надвига верхнеолигоценовые осадки смяты в асимметричные опрокинутые складки ЮВ вергентности. Шарниры складок равномерно распределены вдоль дуги большого круга, образуя группы шарниров СВ, СЗ и субмеридионального склонения. Такое распределение структурных элементов указывает на то, что они были сформированы в результате нескольких этапов сжатия. При удалении в ЮЗ направлении от контакта с ковачинской свитой, вернхеолигоценовые породы деформированы неравномерно. Выделяются протяженные участки (до 2 км), где породы образуют крутонаклонную на СЗ моноклиналь, и участки, где породы смяты в напряженные, вплоть до изоклинальных, складки ЮВ вергентности.
Вернеолигоценовые породы, обнажающиеся в бортах р. Гакх, образуют антиформу, осложненную изоклинальными складками ЮВ вергентности более низкого порядка. По совокупности взбросовых и сбросовых разломов восстанавливаются палеонапряжения СЗ-ЮВ простирания и ассоциирующее с ним СВ-ЮЗ растяжение.

Вдоль восточного побережья Охотского моря, в юго-западном крыле Точилинской антиклинали, нижне-среднемиоценовые (утхолокская, вивентекская, кулувенская свиты) толщи образуют слабонаклонную моноклиналь и с резким угловым несогласием перекрыты верхнемиоценовыми породами (ильинская свита). Таким образом, возраст проявления последнего структуроформирующего этапа деформаций оценивается как допозднемиоценовый.

На прилегающей к побережью территории, вдоль бортов р. Квачина, нижнеэоценовые (хулгунская свита) и среднеэоценовые (снатольская свита) толщи наклонены на ЗСЗ-ВЮВ. Сбросовые разломы четко указывают на существования ЮВ-СЗ растяжения. СЗ-ЮВ растяжение в эоценовых породах устанавливается и в пределах разрезов вскрытых береговыми обрывами (СЗ падение единичных сбросов в снатольской свите в пределах точилинского разреза и СВ падение единичных взбросов в пределах майначского разреза). Структурные данные вдоль обнажений р. Напана указывают на азимутальное несогласие между докайнозойским комплексом и третичными осадками. Верхнемеловые породы (омгонская серия, майначская свита) наклонены на СЗ, перекрывающие их породы нижнего эоцена (хулгунская, напанская свиты) наклонены на ЗСЗ; таким образом, азимутальное несогласие составляет около 30°.

Выводы. Структурные наблюдения позволяют говорить о заметных перестройках в кайнозое в пределах Западной Камчатки. Реконструированы следующие поля напряжений:

1. Субширотное сжатие – данное поле напряжения восстанавливается по структурам, развитым в эоценовых толщах. Для толщ характерны слабые деформации, в основном они образуют моноклинали. Возможно, результатом воздействия субширотного сжатия объясняется структурный облик Западно-Камчатского прогиба, обладающего складчатой структурой ССВ-ЮЮЗ простирания (Точилинская антиклиналь).

2. СЗ-ЮВ растяжение – этот этап выражен нечетко и восстанавливается по единичным структурам, развитым в эоценовых породах.

3. Нижнеолигоценовые (ковачинская свита) осадки проявляют двоякую природу. Статистически ковачинская толща чаще оказывается деформирована в поле субширотного сжатия, хотя в некоторых точках наблюдения устанавливается СЗ падение. 4. СЗ-ЮВ сжатия и ассоциирующие с ним СВ-ЮЗ растяжения – четко устанавливается в породах средне-вернеолигоценовых возраста. Толщи часто оказываются неравномерно деформированы. На небольшом расстоянии сильносжатые (вплоть до изоклинальных складок) толщи сменяются крутонаклонными моноклиналями. В пределах данного поля напряжения также часто происходит резкая смена знака палеострессов. Такое взаимоотношение осей сжатия и растяжения, а также резкая смена растягивающих и компрессионных напряжений, могут образовываться в поле левосдвигового смещения СВ-ЮЗ простирания. Плоскость такого сдвига установлена в снатольских песчаниках, слагающих СВ крыло Точилинской антиклинали.

5. Субширотное сжатие проявлено в нижнемиоценовых породах. Породы слабо деформированы, образуя слабонаклонную моноклиналь.

Возраст проявления последнего структуроформирующего этапа деформаций оценен как допозднемиоценовый.

Исследования проводились при финансировании поддержке РФФИ (проект №05-05-64066) и гранта молодых ученых ГИН РАН, гранта ведущих научных школ НШ-9664.2006.5.

Литература

1. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ладнер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. №4. С. 64–76.

2. Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 163–194.

Физический аспект закономерностей глобального тектогенеза

1. Рассматривается физический аспект движения литосферных плит как следствие эффектов механики, возникающих при планетарном движении Земли.

2. На рис. 1 изображены силы, действующие на тело М массы *m*, находящееся на широте φ в Северном полушарии. При планетарном движении на тело М действуют силы инерции: центробежная сила $\mathbf{F}_{c1} = mw_1^2 \mathbf{r}$ (1), связанная с суточным вращением Земли с угловой скоростью \mathbf{w}_1 ; центробежная сила $\mathbf{F}_{c2} = mw_2^2 \mathbf{R}$ (2), связанная с годовым вращением Земли с угловой скоростью \mathbf{w}_2 ; а также сила Кориолиса $\mathbf{F}_k = 2m [\mathbf{v}, \mathbf{w}_2] = 2m [[\mathbf{w}_1, \mathbf{r}], \mathbf{w}_2]$ (3), связанная с обоими вращениями Земли. Векторы \mathbf{R}, \mathbf{r} и линейная скорость \mathbf{v} в формулах (1) – (3) определены на рис. 1. Центробежные силы инерции (ЦСИ) \mathbf{F}_{c1} и \mathbf{F}_{c2} сравнимы по величине. Действительно, $F_{c1}/F_{c2} = w_1^2 r_o \cos \varphi / w_2^2 R \approx 6 \cos \varphi$, где r_o – радиус Земли.

Так как сила инерции \mathbf{F}_{c2} уравновешивает силу притяжения Солнца (\mathbf{F}_{\odot}), поэтому (*если в задаче можно пренебречь разницей в расстояниях от Солнца до центра Земли и до обозначенной точки на поверхности Земли*) договариваются не вводить ни той, ни другой. Но всё же эти расстояния различны: сила притяжения Солнца на дневной стороне Земли больше, а на ночной – меньше, чем сила инерции \mathbf{F}_{c2} , что вызывает на Земле приливные явления. Они объясняются тем, что Земле в целом (как твердому телу) Солнце (аналогично, Луна) сообщает ускорение $j_0 = \frac{GM_{\odot}}{R^2}$, где M_{\odot} – масса Солнца, G – гравитационная постоянная, или, в других величинах, $j_0 = w_2^2 R$. Массам воды, находящимся на дневной стороне Земли, сообщается ускорение $j_1 = \frac{GM_{\odot}}{(R-r_0)^2}$, а массам, находя-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия



Рис. 1.

щимся на ночной стороне, – ускорение $j_2 = \frac{GM_{\odot}}{(R+r_{\odot})^2}$. Так как

 $j_1 > j_0 > j_2$, то массы воды, находящиеся со стороны Солнца (Луны), опережают твердую оболочку Земли, а массы воды с противоположной стороны отстают, образуются два водяных «горба». Величина эффекта разностей ускорений $(j_1 - j_0)$ и $(j_0 - j_2)$: зависит от

$$j_1 - j_0 \approx j_0 - j_2 \approx \frac{GM_{\odot}}{R^2} \cdot \frac{2r_o}{R} = 2w_2^2 r_o.$$

3. Эффект от названных сил выражается в том, что ЦСИ от собственного вращения Земли и ЦСИ от ее движения по орбите суммируются на ночной стороне планеты и вычитаются на дневной. Сумма двух ЦСИ вызывает морской прилив (водяной горб), а сила инерции будет тормозить движение массы воды и «горб» будет «отставать». Аналогично, массивные континентальные плиты (за счёт силы инерции) будут также «отставать» от вращающейся Земли, т.е. двигаться с востока на запад. Например, условия «отставания» литосферных плит от вращающейся Земли определяют движение Американской плиты с востока на запад, подминая Тихоокеанскую плиту и нагромождая хребет Кордильеры – Анды.

4. Кроме этих сил инерции, есть еще сила, обусловленная суточным вращением Земли. Она направлена строго на север, по w_1 . Причинная или несимметричная механика Н.А. Козырева [1] открыла, что на тело массы *m*, находящееся на поверхности Земли и участвующее в причинных связях, действует дополнительная сила $\Delta \mathbf{Q} = \pm \mathbf{j}_{\pi n} \frac{(v-\bar{v})}{m_m} m_g$ (4).

Здесь **ј** – единичный вектор, направленный по вектору \mathbf{w}_1 ; g – ускорение

свободного падения; v – некоторая эффективная линейная скорость вращения всей массы Земли ($_{0 < v < w_{1}r_{o}}$). Н.А. Козырев установил, что

$$v = v$$
 на широте $\varphi_0 = 73^{\circ}5' \pm 0^{\circ}1'$ (именно на этой широте $\Delta Q = 0$).

 c_2 – фундаментальная константа мирового *хода времени*, выражающая скорость превращения 'причин' в 'действие' внутри элементарного звена причинной цепи. Она равна $c_2 = 2200$ км/с. Знак '+' соответствует случаю, когда с телом связано 'действие', 'причина' которого находится вне тела. Знак '-' соответствует обратной ситуации. n = 1, 2, 3, ... и зависит от продолжительности существования системы и «интенсивности» ее причинных взаимосвязей.

5. На рис. 2 изображены проекции сил \mathbf{F}_{c1} и $\Delta \mathbf{Q}$ на касательную к меридиану на широте наблюдения, соответственно, как \mathbf{F}_1 и \mathbf{F}_2 . Согласно (1) и (4), $F_1 = F_{c1} \cos \lambda = \frac{1}{2} m w_1^2 r_o \sin 2\varphi$,

 $F_2 = \Delta Q \cos \beta = \pi nmg \frac{w_1 r_o (\cos \varphi - 0, 29)}{c_2} \cdot \cos \varphi$, где m – масса литосферной

плиты. Эти силы мы называем *сдвигающими*, в отличие от сил, действующих вдоль параллелей. На рис. 3 силы \mathbf{F}_1 и \mathbf{F}_2 изображены на разных широтах. У силы \mathbf{F}_1 максимум при $\varphi = 45^\circ$, нулевое значение – на экваторе и полюсе. У силы \mathbf{F}_2 максимум при $\varphi = 0$, при $\varphi = \varphi_0$ и на полюсе – нулевое значение.

6. Изображенные на рис. 1–3 силы поясняют механизм «дрейфа континентов», ориентацию глобальных деформаций и нагромождений хребтов. Направленность этих сил определяет специфику «движения материков»: субмеридиональное – на север и субширотное – на запад. Центробежные силы стремятся сгруппировать материки в виде пояса близ экватора. Но сдвигающая сила F_2 движет континентальные плиты в сторону Северного полюса. В Южном полушарии обе сдвигающие силы действуют однонаправлено и потому складываются ($F_1 + F_2$). В Северном полушарии они вычитаются, поскольку F_2 направлена к полюсу, а F_1 в то же время направлена к экватору (см. рис. 2). Этим объясняется совпадение береговой линии Антарктиды с Южным полярным кругом. Здесь он служит геодинамическим барьером, за пределами которого суммарные сдвигающие силы уже способны разрывать сплошность континентальных плит. Северный полярный круг также является геодинамическим барьером, но уже обратного функционирования [2, 3].

7. Проявление сил F_1 и F_2 , движущих континентальные плиты из Южного полушария в Северное, отразилось в их геометрической форме, близкой к субтреугольной. Особенно выразительны в этом плане Афри-



ка и Южная Америка. Они имеют широкую фронтальную часть и вытянутый к югу клиновидный «хвост», который постепенно переходит в трассирующую цепочку островов, представляющих как бы осколки от материнского суперконтинента. Эта картина наглядно видится из космоса между Южной Америкой и Антарктидой: малые глубины пролива Магеллана, Огненная Земля в совокупности с вулканической деятельностью свидетельствуют о недавних событиях, сформировавших современный лик планеты.

Литература

1. Козырев Н.А. Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 445 с.

2. Молчанов В.И., Параев В.В. Центробежно-инерционный механизм глобальной тектоники литосферных плит // Вест. ОНЗ РАН. 2004. №1(22) URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h dgggms/1-2004/scpub-6.pdf

3. Молчанов В.И., Параев В.В. Проблемы мобилизма в свете планетарных движений // Избранные труды V Сибирской конференции по математическим проблемам физики пространства–времени сложных систем (ФПВ – 2004). Новосибирск: ГЕО, 2006. С. 69–84.

Системы симметрии структур самоорганизации геосреды

Информационный базис постановки заявленной темы составляют следующие методологические позиции.

– Ведущее значение (как критериальной основы тектодинамического анализа) придается системным принципам и параметрам структурирования геосреды, обусловленного очагово-кумулятивной разгрузкой в литосфере потоков глубинного энергомассопереноса по механизму взрывых, диапировых, плюмогенных процессов.

 Очаговая диссипация энергии глубинных недр задает центральную симметрию структуризации полей напряжений и деформаций, а также сопряженного с ними флюидодинамического поля.

– Центрально-симметричное структурирование геополей реализуется посредством заложения в геосреде мультиринговых структур – разноранговых систем концентрической делимости (СКД) с предельным радиусом по поверхности Земного шара 10 000 км (т.е. четверть длины экватора), соответствующего радиусу Большого Круга (БК).

– Системы Больших Кругов, заложеные в геопространстве Земли на ранних стадиях становления коры, унаследовано подновлялись, геодинамически активизировались в последующие тектономагматические эпохи и выполняли роль систем структурных направляющих геологической эволюции.

Последовательное использование для исследования проблем «геологической организации» представленной методологической основы привело к открытию явления системного структурирования геопространства; установлению геометрических принципов организации и дискретной параметризации разномасштабных, иерархически соподчинённых геоструктур; выявлению структурных факторов геодинамической специализации синергетических процессов.

Известно, что «новая наука» разрабатывается под «новый объект». Таким объектом для современной геономии являются мультиринговые концентрические структуры (МКС). Их концентрические каркасные элементы (концентры) закономерно размещены от фокуса МКС с универсальным для всего спектра значений радиусов (от единиц до тысяч километров) коэффициентом дискретизации, равным $\sqrt{2}$. Различными

¹ Государственный научный центр РФ Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем (ГНЦ РФ ВНИИгеосистем), Москва, Россия

исследователями он установлен как характерный параметр организации: М.А. Чурилиным – рудоконтролирующих очаговых систем; В.В. Муравьёвым – нефтегазоконтролирующих СКД, развитых в осадочных бассейнах, Г.Н. Каттерфельдом – «астроблем» Луны. Абсолютные значения радиусов концентров определяются радиусом планеты и не зависят от физико-механических свойств геосреды [1].

Структуроформирующая роль концентрической геоделимости отражена на рисунке через особенности структурного плана Приуральского региона. Впервые показывается, что его тектонический каркас сформирован с участием как линейных структурных элементов (отрезков БКтектоногенов), так и значительного числа концентров мультиринговых структур трансконтинентального и провинциального рангов.

Тектоногены – «Большие Круги» – представляют самостоятельный и особый интерес. Прежде всего потому, что все линеаменты Земли – суть фрагменты зон динамического влияния (ЗДВ) большекружных тектоногенов, а «регулярные решетки линеаментов» – это частные проявление фундаментальной геоорганизации в форме «систем Больших Кругов». Систем (!) – ибо планетарные решетки БК-тектоногенов организованы в соответствии с геометрией систем симметрии правильных многогранников: кубооктаэдрической, икосаэдропентагон-додекаэдрической и тетраэдрической. Мало того – и тектонический каркас докембрийских кратонов образуют системы Больших Кругов, но подчиняющихся гексагональной симметрии.

К началу 1999 г. одновременно и совершенно независимо В.В. Муравьёвым и А.И. Суворовым предложены близкие тектодинамические модели системной структурированности геопространства планеты [4–6]. В первом случае – модели, основанной на системе симметрии куба, во втором – октаэдра. Главными их структурными элементами являются регулярно (в среднем через 45° по экватору) проявленные в литосфере земного шара чередующиеся меридиональные пояса кратонизации геосреды и пояса мобильных тектодинамических процессов. А.И. Суворов приводит сравнительную геологическую палеоинформацию, свидетельствующую о коренной несопоставимости геодинамической эволюции Трансамериканского и Евро-Африканского поясов кратонов. Они никогда не принадлежали к единой геосистеме!

Тетрагональная система симметрии, как отмечалось в работах «астрогеологов», отразилась в структуре геопространства также закономерным чередованием субмеридианальных поясов, континентов и океанов, но уже с шагом по экватору равным 60°, а также в морфотектонической антиподальности Северного и Южного полушарий.



Рисунок. Особенности структурного плана Приуральского региона

1 – линеаменты: а – составляющие каркас гексагональных мегасистем древних платформ, б – каркас пентагон-додекаэдрической решетки; 2 – дуговые трансрегиональные тектоногены: а – заложенные от узлов пересечения большекружных тектоногенов систем симметрии правильных многогранников, б – мультирингового каркаса геодинамических систем древних платформ и срединных массивов; 3 – провинциальные флюидораспределительные зоны, заложенные от узлов кумулятивной разгрузки глубинных энергомассопотоков; 4 – звенья палеорифтов; 5 – контуры Уральской складчатой системы; 6–11 – крупные минерагенические районы и уникальные месторождения: 6 – металлов, 7 – асбеста, 8 – алмазов, 9 – титана и тяжёлых углеводородов, 10 – каменного угля, 11 – каменных солей; 12 – аббревиатура названий геодинамических объектов: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, VX – Уват-Хантымансийский срединный массив, УТ – Усть-Тымский срединный массив, КМ – Кокчетавский массив, КУРС – Колтогор-Уренгойская рифтовая система Исследования тектодинамической выраженности в литосфере Земли решетки БК-тектоногенов, подчиняющейся икосаэдрической системе симметрии, позволяют отметить более высокую степень разрешения структурного плана, отвечающего параметрам геометризации этой системы. Так, например, с хорошим приближением контуру «грани икосаэдра» соответствует Афро-Аравийская спарка континентальных мегаблоков, а соседним с ней «граням» симметрично соответствуют Южно-Атлантическая и Западно-Индоокеанская впадины. Длина сторон «граней» составляет 7000 км.

С ЗДВ большекружных тектоногенов (таких как, например, Трансазиатско-Восточноафриканский [1]) в решетки икосаэдрического типа симметрии связаны многоактные интенсивные процессы дегазации и диссипации недр, рифтогенеза, кумулятивно-очагового проникновения (вторжения) в литосферу восстановленных флюидов и внедрения широкого комплекса магматитов щелочного профиля, в том числе ультращелочных, представленных карбонатитами и кимберлитами. Узлы решетки в силу этого являются фокусами периодической разгрузки глубинных энергомассопотоков, а заложенные от их эпицентров упорядоченные ансамбли концентров выполняют роль дренажно-диссипационных систем, определяющих пространственные закономерности развития в геосреде минерагенически продуктивных объектов разной специализации и таксономии.

Таким образом, фокусная разрядка аномального поля глубинного энергомассопереноса обусловливает формирование и пульсационную активизацию разноранговых концентрически-зональных геодинамических систем. Их каркасные концентрические зоны служат при этом генеральными флюидомагмопроводящими каналами. И, естественно ожидать, что синергезис геодинамических систем и, как следствие, самоорганизация геосреды осуществляются преимущественно через узлы пересечения ЗДВ концентров, а также в зонах их конформного наложения, перехлеста и лобового прилегания. На рисунке видно, что все эти варианты реализованы в структурном плане Уральского региона. Контролируемые ими геодинамические факторы продиктовали место заложения, морфологию и внутренние особенности эволюции Уральского складчатого сооружения и прилегающих районов Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, а также соответственно структуру и уровень продуктивности их минерагенических полей.

Литературы

1. *Муравьёв В.В., Черемисина Е.Н., Киреев А.С.* Формализованные показатели упорядочения геосреды и их использование для создания адекватной геоинформационной модели // Геоинформатика. 2003. № 1.

2. Беспрозванный П.А., Бородзич Э.В., Буш В.А. О явлении упорядоченности планетарной сети линеаментов по результатам численного анализа // Изв. РАН. Физика Земли. 1994. № 2. С. 27–36.

3. *Кузнецов О.Л., Муравьёв В.В.* Физико-геологическая природа концентрически-зональных объектов дистанционного зондирования. М.: Обзор ВИЭМС, 1986. 41 с.

4. *Муравьёв В.В.* Структурные направляющие геологической эволюции // Наука в России. 1999. № 1. С. 50–57.

5. Суворов А.И. Глобальная тектоническая зональность как отражение первичного строения земли. Ст. 1: Глобальные линейные зоны. Бюл. МО-ИП. Отд. геол. 1998. Т. 74, вып. 6. С. 25–32.

6. Суворов А.И. Глобальная тектоническая зональность как отражение первичного строения земли. Ст. 2: Двухмерные пояса // Там же. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 24–30.

Г.В. Мустафаев, М.А. Мустафаев¹

Геодинамические основы магматогенно-рудных систем мезозоя Азербайджана

В последние годы все более широкое понимание находит тесная связь состава магматических комплексов и генетических типов эндогенных месторождений твердых полезных ископаемых с тектоногеодинамическими обстановками их формирования. Это обусловлено тем, что схема «магматизм – оруденение» [1] без освещения геодинамической основы оказывается неполной, является отражением геосинклинальной теории и не учитывает элементы новой парадигмы геологии. Поэтому магматические и рудообразующие процессы и геодинамический режим их формирования можно принять за три взаимно обусловленные звена единого глубинного эндогенного процесса, формирующего «тектономагматогенно-рудную» (или для удобства произношения «тектонорудно-магматическую») систему, последовательное и сопряженное развитие составных частей которой создают завершенный вид модели эндогенного рудообразования. Подход в таком комплексном виде применен для выявления региональных и локальных тектонорудно-магматических систем в двух металлогенических провинциях Азербайджана: Большого и Малого Кавказа.

¹ Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

Большой Кавказ. Южный склон. Проявлению в ранней юре основного магматизма в виде натриевых базальтов вдоль зоны глубинного Главнокавказского разлома способствовало заложение в морском бассейне Большого Кавказа глубоководного трога. Корни лав, а также небольшие штоки габбро, габбро-диабазов вдоль глубинных разломов образовали дайковый пояс.

Авторы данной статьи придерживаются мнения, что бассейн южного склона Большого Кавказа представлял собою окраинно-морскую структуру (окраинное море), в определенной части которой (Тфанская зона) в нижней юре образовался глубоководный трог. В связи с изменением геотектонического режима в средне- и позднеюрское время на месте Тфанской рифтогенной структуры развивалась энсиматическая островная дуга. Соответственно менялся тип магматизма от рифтогенного к островодужным, а в формационном отношении – от однородной базальтовой к дифференцированной андезит-дацит-риолитовой и габбродиорит-плагиогранитовой.

Можно допустить, что местами трог в Тфанской зоне был прогнут до таких глубин, что могли прорваться и протрузии ультраосновных пород, или редкие тела гипербазитов (но не офиолитовые комплексы) из-под утоненной коры. Все исследователи едины во мнении, что с раннего периода магматизма начинается формирование сингенетичной вкрапленности, конкреций и прослоев пирита. На рудные образования нижнеюрского времени при островодужном среднеюрском вулканизме средне-кислого состава были наложены рудоносные эманации с образованием стратиформных месторождений колчеданно-полиметаллических руд (Филизчайская группа месторождений), а медно-пирротиновые месторождения (Кацдагская группа) тесно ассоциируют с дайками и малыми штоками. Таким образом, четко проявляется цепочка параметров системы: об-

Таким образом, четко проявляется цепочка параметров системы: образование геодинамических условий (рифтогенных и островодужных), проявление нескольких этапов магматизма и, как следствие, – формирование полигенных и полихронных месторождений.

Малый Кавказ. В Центральной части Малого Кавказа простирается Малокавказский сегмент альпийского офиолитового пояса. Имеются многочисленные концепции, в различных вариациях утверждающие аллохтонность офиолитового комплекса. Но ни один автор при утверждении об аллохтонности офиолитов не приводит в своих исследованиях механизма обдукции. Это очень важно не только с теоретической точки зрения. Известно, что с гипербазитами Малого Кавказа генетически связаны месторождения хромита, с ними в ряде случаев ассоциируют золоторудные месторождения (Зодское, Соютлинское и др.). Можно, конечно, допустить, что в процессе обдукции перемещались огромные массивы (как в Омане) без нарушения взаимосвязанности гипербазитов и рудных тел. Но дело в том, что офиолитовый комплекс Малого Кавказа размещается в строго ограниченных тектоническими разломами структуре, имея ширину то 20, то 2 км, т.е. столько, сколько позволяла рамка рифтовой структуры, куда они должны были переместиться в процессе обдукции, при этом сверху вниз, преодолев еще горные хребты до указанного рифта. В таком случае различные элементы офиолитововой ассоциации должны были бы перемещаться, что не фиксируется. Поэтому в каждом конкретном регионе необходимы доказательства аллохтонности подобных образований.

На малокавказской ветви офиолитового пояса, в пределах только Азербайджанской его части, установлены шесть ртутных месторождений и десятки рудопроявлений. Это свидетельствует о том, что в данной рифтовой зоне мантийные эманации функционировали длительное время и после заполнения рифта породами офиолитовой ассоциации, поскольку как они, так и другие типы пород, не входящих в офиолитовую ассоциацию, подвержены, в той или иной степени, процессу ртутизации. И если учесть, что малокавказский пояс офиолитов представляет собой небольшой отрезок глобальной системы офиолитов, то предположения об их обдукции на этом отрезке то с юга на север, то с севера на юг (имеются и другие варианты) достаточно натянуты и бездоказательны. Речь можно вести только об аллохтонности гипербазитовых массивов – и то лишь как протрузий. Автохтонность малокавказского офиолитового комплекса снимает ряд дискуссионных вопросов. Что же касается взаимосвязи геодинамической обстановки, гипербазитового магматизма и хромитового оруденения, то это настолько ясно, что дополнительных объяснений не требует. Но ртутные месторождения этой зоны прямой генетической связи с конкретными магматическими комплексами не имеют. Образование их, вероятно, напрямую связано с мантийными эманациями. Золотое оруденение в офиолитовой зоне, вероятно, как и ртутное, также является не производным конкретного магматического комплекса, а результатом совокупности процессов, связанных с активизацией магматической деятельности.

Структуры с островодужной геодинамической обстановкой формирования являются одними из насыщенных магматизмом и рудными месторождениями структур Малого Кавказа. Но здесь имеются свои отличия, обусловленные различной степенью развития отдельных блоков островодужной системы.

Раннее проявление островодужных структур отмечается в среднеюрское время в Лок-Агдамском и Гафанском сегментах, где продукты вулканизма представлены широкой гаммой пород от базальтов до риолитов. В байосской контрастной базальт-риолитовой формации породы нижнебайосского базальтового комплекса широко распространены, достигая мощности 3000м. Риолитовый же комплекс наибольшего распространения и мощности в 700 м достигает в Шамкирском поднятии, с субвулканической фацией которого связано формирование многочисленных медно-золото-колчеданных месторождений. В байосское время формировались комагматичные риолитам гипабиссальные массивы плагиогранитов – Атабекский, Гильанбирский, Тавузский, Мехрабский и др., составляющие вулканоплутоническую ассоциацию. Наибольшую дифференциацию с калиевым уклоном конечных фаз испытал Атабекский массив, который и выделяется своей рудоносностью.

В батское время широкое развитие островодужный вулканизм имел в Гарабахском блоке, где помимо толеитовых и известково-щелочных пород установлены бониниты и выявлены разрозненные выходы ультраосновных пород, указывающих на первичную энсиматичность фундамента блока [3]. Слабая дифференцированность продуктов вулканизма, практическое отсутствие интрузивного магматизма и рудных месторождений резко отличает Гарабахский блок от Лок-Агдамского. По степени развитости Лок-Агдамский блок относится к зрелым дугам, а Гарабахский – к юным, не получившим полного развития. Это показывает, что отдельные сегменты островодужных систем проходят различные этапы развития и самыми продуктивными являются блоки с наиболее полным циклом развития. Кстати, Гафанский блок островодужной системы по своему строению, развитию, составу магматизма и генетическим типам месторождений аналогичен Лок-Агдамскому. Поэтому в ранних схемах тектонического районирования Малого Кавказа вся эта зона объединялась под одним названием: Сомхито-Гафанской зоны. Верхнеюрские вулканогенные образования в пределах Лок-

Верхнеюрские вулканогенные образования в пределах Лок-Агдамской островной дуги развиты широко, соответствуют известковощелочным сериям островных дуг и составляют дифференцированную базальт-андезит-дацитовую формацию. Вулканизм завершен внедрением многочисленных моно- и полифазных гранитоидных массивов (Дашкесанского, Кедабекского и др.) с которыми связаны формирование месторождений железа, меди, свинца и цинка, кобальта и других металлов. Типичным, можно сказать эталонным, является Дашкесанский комплекс многофазного интрузива с генетически связанным с ним железоруднокобальтовым месторождением, что позволило выделить Дашкесанскую тектонорудно-магматическую систему [2]. Эти исследования показывают, что в пределах перспективных сегментов малокавказской островной дуги должны быть выделены локальные тектонорудно-магматические системы, имеющие практическое значение.

Мы привели примеры, которые не могут вызывать дискуссии из-за высокой степени их изученности. Но в регионе есть еще много структур, выделение тектонорудно-магматических систем в которых потребует дополнительных исследований.

Выделение региональных тектонорудно-магматических систем предопределяют прогнозные оценки, металлогеническое районирование и т.д., а локальных – поисково-разведочные работы безотносительно пространственного расположения геологических регионов.

Литература

1. Магматогенно-рудные системы. М.: Наука, 1986. 253 с.

2. Мустафаев Г.В. Геодинамическая обстановка формирования Дашкесанской рудно-магматической системы // Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле. 2001. № 1. С. 40-48.

3. Мустафаев М.А. Мезозойский вулканизм Азербайджана и палеогеодинамические обстановки его формирования // Там же. 2000. № 1. С. 27-33.

Ш.А. Мухамедиев¹, С.И. Кузиков²

Отражение трехмерных движений блоков земной коры в поле горизонтальных скоростей на поверхности

В настоящее время GPS измерения активно используются в геодинамических исследованиях. В частности, они применяются при изучении и построении блоковых моделей земной коры [1]. GPS измерения не полностью отражают реальную кинематику движения трехмерных блоков земной коры вследствие того, что: 1) для измерения скоростей доступна лишь дневная поверхность блоков, 2) анализу подвергаются обычно лишь горизонтальные скорости. Для корректного исследования проблем современной геодинамики на основе GPS данных необходимо выявить взаимосвязь 3D движений блоков с полем горизонтальных скоростей поверхности земной коры.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия ² Научная станция РАН в г. Бишкек, Киргизия

Рассмотрим жесткий трехмерный блок В земной коры, имеющий, вообще говоря, неровный рельеф дневной поверхности Л (рис. 1). GPS станции располагаются на этой поверхности Л. Пусть АВСО – горизонтальная плоскость (например, уровень моря), от которой отсчитываются высоты рельефа *h*. Будем задавать местоположение точек блока радиусвектором х, который отсчитывается от некоторой внутренней точки О блока, находящейся на глубине Н относительно плоскости ABCD. Радиусвекторы х точек, принадлежащих поверхности Л, записываются в виде:

$$\mathbf{x} \in \Lambda \Longrightarrow \mathbf{x} = (H + h(\mathbf{x}_p)) \, \mathbf{n} + \mathbf{x}_p. \tag{1}$$

Здесь х_{*p*} – двумерный горизонтальный радиус-вектор точки х в плоскости АВСД, отсчитываемый от точки О', которая является проекцией точки *О* на плоскость *ABCD*; **n** – внешняя единичная нормаль к плоскости *АВСD* (см. рис. 1).

Движение блока В относительно некоторой системы отсчета RF может быть представлено как поступательное движение блока со скоростью v^{O} , равной линейной скорости точки O блока, плюс движение этого блока относительно неподвижной точки О [2], т.е.

$$\mathbf{v}(\mathbf{x}) = \mathbf{v}^O + \mathbf{w} \mathbf{x}.$$
 (2)

В (2) v – линейная скорость точки x; w – вектор угловой скорости, направленный вдоль мгновенной оси вращения так, чтобы из его конца любая точка, расположенная вне оси, казалась вращающейся против часовой стрелки с угловой скоростью $\omega = |\mathbf{w}|$.

Горизонтальные проекции $\mathbf{v}_p = \mathbf{v} - (\mathbf{v} \cdot \mathbf{n})\mathbf{n}$ векторов скорости **v**, принадлежащих дневной поверхности $\Lambda = \Lambda(\mathbf{x}_p)$, через параметры движения \mathbf{v}^{O} и **w** жесткого трехмерного блока **B** с использованием (1), (2) можно записать следующим образом:

$$\mathbf{x} \in \Lambda \Longrightarrow \mathbf{v}_p(\mathbf{x}) = \mathbf{v}_p^* + \mathbf{w}_n \mathbf{x}_p, \tag{3}$$

где

$$^{\mathbf{k}} = \mathbf{v}_{n}^{\mathbf{k}} (\mathbf{x}_{n}) = \mathbf{v}_{n}^{O} + (H + h(\mathbf{x}_{n})) \mathbf{w}_{n} \times \mathbf{n}, \ \mathbf{w}_{n} = w_{n} \mathbf{n} = (\mathbf{w} \bullet \mathbf{n}) \mathbf{n},$$
(4)

 $\mathbf{v}_p^* = \mathbf{v}_p^* (\mathbf{x}_p) = \mathbf{v}_p^O + (H + h(\mathbf{x}_p)) \mathbf{w}_p \times \mathbf{n}, \mathbf{w}_n = w_n \mathbf{n} = (\mathbf{w} \bullet \mathbf{n}) \mathbf{n}.$ (4) Здесь $\mathbf{v}_p^O = \mathbf{v}^O - (\mathbf{v}^O \bullet \mathbf{n}) \mathbf{n}$ и $\mathbf{w}_p = \mathbf{w} - (\mathbf{w} \bullet \mathbf{n}) \mathbf{n}$ – горизонтальные составляющие линейной скорости точки О и вектора угловой скорости w.

Из (3), (4) следует, что для 3D блока В с переменным рельефом поверхности (в частности, с наклонной плоской поверхностью) по GPS данным о горизонтальных скоростях удается определить все параметры движения блока за исключением вертикальной составляющей v⁰•n скорости точки *O*. Для решения этой обратной задачи следует замерить скорости $\mathbf{v}_p^{(i)} = \mathbf{v}_p(\mathbf{x}^{(i)})$ не менее чем в трех точках $\mathbf{x}^{(i)}$ поверхности Λ , лежащих на разных (и известных) высотах $h^{(i)} = h(\mathbf{x}_p^{(i)})$, и решить систему уравнений, составленную из соотношений (3), относительно неизвестных $\mathbf{v}_n^O, \mathbf{w}_n, w_n$.



Рис. 1. Движение жесткого трехмерного блока.

Горизонтальная плоскость ABCD – уровенная поверхность; \mathbf{v}^{O} – линейная скорость точки O; \mathbf{w} – вектор угловой скорости вращения блока; \mathbf{x} – трехмерный радиус-вектор точки; \mathbf{x}_{p} – двумерный радиус-вектор точки в плоскости ABCD; Λ – дневная поверхность с превышениями высот $h(\mathbf{x}_{p})$ над плоскостью ABCD

Если все GPS станции располагаются на одной высоте, то по GPS данным можно определить лишь горизонтальное поступательное движение блока и его вращение относительно вертикальной оси. Неустановленными остаются вертикальная компонента поступательного движения и проекция \mathbf{w}_p вектора \mathbf{w} на горизонтальную плоскость.

Пусть разбросом высот GPS станций на изучаемой территории можно пренебречь. Тогда, как следует из (3), скорости станций, располагающихся на поверхности каждого из блоков, соответствуют состоянию мгновенного плоского (горизонтального) движения жесткого тела. Это обстоятельство позволяет ставить задачу выделения блоковой структуры в поле современных скоростей земной коры по пространственно дискретным GPS данным о горизонтальных скоростях на ее поверхности. Действительно, в этом случае группы GPS станций, выделенные по признаку соответствия их горизонтальных скоростей плоскому движению жесткого тела, маркируют пространственные домены, которые являются проекциями 3D блоков на дневную поверхность.

Задача выявления современной блоковой структуры коры и ее кинематики решалась нами по данным, собранным за 11-летний интервал наблюдений (1995–2005 гг.) на 323 GPS станциях Центрально-Азиатской (ЦА) сети. Среднее превышение между пунктами ЦА GPS сети составляет не более 1.5% от среднего расстояния между GPS пунктами (по триангуляционной сети, у которой сумма длин всех отрезков минимальна из всех возможных вариантов). Это дало нам возможность пренебречь разницей в высотах GPS станций и использовать в качестве условия группировки станций соотношение (3), в котором для каждого из искомых доменов полагается $v_p^* = \text{const.}$ Методика выделения доменов, в которой явным образом учитывается статистический характер ошибок в измеряемых скоростях, подробно описана в [3]. Всего в исследуемом регионе выделено 29 статистически жестких доменов (рис. 2). Сопоставление междоменных зон (МДЗ), внутри которых сосредоточены современные деформации, с неотектоническими разломами не выявило значимой корреляции, что свидетельствует об отсутствии здесь связи GPS доменов с блоковой структурой земной коры, устанавливаемой геологическими методами.

В то же время, кинематическая картина закономерно отражает динамическое воздействие Индийской плиты. Между ориентацией МДЗ и их кинематикой существует закономерная связь: зоны ВСВ (в среднем ~80°) и ССЗ (~170°) простирания подвергаются соответственно поперечному сокращению и раздвигу; для зон ССВ и ВЮВ простирания характерны соответственно левосторонние и правосторонние сдвиги. Это свидетельствует о том, что средний тензор скорости деформации имеет в изучаемом регионе ССЗ ориентацию оси максимальной скорости укорочения. Именно в этом направлении (в основном, по МДЗ) и происходит сокращение земной коры.

Отметим, что аналогичный результат получен в [4], где с помощью радарной интерферометрии в центральной части Тибета обнаружены сопряженные зоны сдвигов шириной 30–60 км, ориентированные по азимутам ССВ (10–20°) и ВЮВ (100–120°). При этом первая система зон характеризуется лево-, а вторая – правосторонним сдвигами. Судя по геометрии и кинематике зон, мы также можем сделать вывод о ССЗ (~145–165°) ориентации оси скорости максимального укорочения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и программы №6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Мухамедиев Ш.А., Зубович А.В., Кузиков С.И.* Выделение блоков земной коры по данным GPS измерений // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 4. С. 539–542.

2. Айзерман М.А. Классическая механика. М.: Наука, 1974. 368 с.

3. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А., Зубович А.В. Структурный анализ современных горизонтальных движений земной поверхности методом кластерного анализа GPS скоростей на примере Центральной Азии // Сборник материалов третьего Международного Симпозиума. Бишкек, 30 октября – 6 ноября 2005 г. Москва; Бишкек, 2007. Вып. 1. С. 160–175.



Рис. 2. Домены, выделенные по скоростям в 323 GPS пунктах (черные треугольники) Центрально-Азиатской GPS сети

4. *Taylor M., Peltzer G.* Current slip rates on conjugate strike-slip faults in central Tibet using synthetic aperture radar interferometry // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, N B12402. doi:10.1029/2005JB004014.

Раннепротерозойский тектогенез в геологической истории Земли

I. С раннепротерозойским (карельским), третьим в истории Земли мегациклом тектогенеза связана принципиальная перестройка мантийно-экзосферных связей, предопределившая качественное изменение динамики всех геосфер и физико-химических условий седиментогенеза. Функционировавшие в течение первых двух архейских мегациклов (до 2700 млн лет назад) океанический и окраинно-континентальный типы воздействия мантийных магм и связанных с ними флюидов на процессы, протекавшие во внешних сферах Земли, дополнились продолжающимся до настоящего времени третьим (континентальным) типом связи мантии с внешними геосферами [1]. Сущность его состоит в том, что непосредственное воздействие эндогенных термально-флюидных процессов на процессы, протекавшие в гидросфере, атмосфере и биосфере архея на переходе к протерозою, ограничивалось плитами сформировавшейся зрелой континентальной коры и на достаточно обширных пространствах либо полностью прекращалось, либо становилось второстепенным. Определяющим в процессах денудации, транспортировки, накоплении и раннем диагенезе осадочных отложений стал климат, контролируемый космически-земными связями. Эндогенный тектонический контроль гипергенных процессов сменился экзосферным климатическим контролем физико-химических следствий эволюции триединства гидросферы-атмосферы-бисферы. Образование на завершающих этапах архея и начало функционирования денудационно-седиментогенных систем континентальных литосферных плит, отличавшихся специфическим режимом крайне интенсивного химического выветривания и оптимального осадочного созревания терригенного вещества в условиях пустынной суши активных платформенных плит, положили начало пути протерозойской дифференциации биогенного вещества, приведшей к фанерозойскому биоразнообразию.

II. В обширном ряду мировых провинций раннепротерозойских (палеопротерозойских) образований одно из приоритетных мест на роль эталона пространственно-временных закономерностей образования и преобразования раннепротерозойской стратисферы в ее полнообъемной эволюционной завершенности принадлежит Карело-Кольской стратотипической области нижнепротерозойской (карельской) эонотемы Северной Евразии [2–5].

¹ Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

В пределах этой территории установлены и достаточно полно изучены четыре основные, существенно различавшиеся между собой, денудационно-седиментационные системы раннепротерозойского (карельского) времени: Мурманская, Беломорско-Лапландская, Карельская и Ладожско-Свекофенская [3]. Мурманская и Карельская системы на всем протяжении карельского времени развивались преимущественно как денудационные провинции, периодически затопляемые морем. Карельская денудационно-седиментационная система в периоды трансгрессий и следовавших за ними вулканоплутонических активизаций развивалась как область аккумуляции значительных объемов терригенных осадков и продуктов внутриплитных рифтогенных вулканических извержений, тогда как Мурманская система не сохранила признаков раннепротерозойского осадконакопления и вулканизма. Беломорско-Лапландская и Ладожско-Свекофенская системы отличаются окраинно-континентальным морским осадконакоплением и мантийно-коровым магматизмом. В первой половине карельского времени (до 2200–2250 млн лет назад) в пределах Беломорско-Лапландской системы располагался унаследованный от архея осадочный бассейн окраинно-континентального типа, пульсационно трансгрессировавшего к югу в пределы Карельского палеоматерика и к северу в направлении Мурманской денудационной системы. Ладожско-Свекофенская система до середины карельского времени развивалась преимущественно как область денудации; бассейном устойчивого осадконакопления она стала только с середины карельского мегацикла (около 2150 млн лет назад).

цикла (около 2150 млн лет назад). С открытием Сфекофенского океана дно Беломорско-Лапландского бассейна стало испытывать дифференцированное вздымание. К концу раннего протерозоя большая его часть, в связи с активизацией коллизионных процессов, поднялась выше уровня моря и превратилась в область активного размыва и пенепленизации. На завершающих этапах раннепротерозойского тектогенеза, в интервале времени 1900–1650 млн лет назад обе системы подверглись общим коллизионным преобразованиям, вследствие чего занятое ими до этого пространство образовало единую орогенную систему, превращенную к началу рифея (1650 млн лет назад) в область завершенной складчатости и пульсационного углубления пенепленизации.

луоления пенепленизации. Определяется, таким образом, резкое отличие времени заложения, длительности существования и скорости развития Беломорско-Лапландской и Ладожско-Свекофенской областей осадконакопления. Беломорско-Лапландская, унаследованная от архея денудационно-седиментогенная система охватывает цепь событий непрерывного образования и структурно-метаморфо-метасоматического преобразования верхней слоистой осадочно-вулканогенной оболочки земной коры раннего докембрия (дорифея) в целом. В Ладожско-Свекофенской денудационно-седиментационной системе овеществлены процессы и события эпиархейской кратонизации, протекавшей 2900–2500 млн лет назад, а также тектономагматических активизаций и денудации в первой половине раннего протерозоя (до 2000 млн лет назад). Здесь проявлены процессы и следствия тектонической деструкции эпиархейской коры во второй половине раннего протерозоя (2500–2100 млн. лет назад), раскрытия (2000–1950) и закрытия (1900–1850 млн лет назад) океанической впадины, складчато-метаморфического преобразования осадочно-вулканогенных отложений, синорогенного и посторогенного магматизма, а также становления эпикарельской пенепленезированной области завершенной складчатости, ее деструкции, и начало рифейского рифтогенеза. Системный сравнительный анализ пространственно-временных закономерностей образования и преобразования раннепротерозойской осадочно-магматогенной оболочки земной коры Карелии и Кольского полуострова свидетельствует о взаимосвязанном развитии, закономерном волновом латеральном проявлении и равномерной пульсации эндогенных и экзогенных процессов на всем протяжении эволюции земной коры.

III. В Карело-Кольском эталоне общей структуры раннепротерозойской стратисферы проявлены процессы и события шести циклов поступательно-возвратной смены тектонических режимов: начальной – активизации (трансгрессивно-деструктивной), средней – растяжения (трансгрессивно-регрессивной деструктивной), средней – растяжения (транссжатия (регрессивной деструктивной). Переход от одного цикла к другому отмечался фазой тектонической стабилизации. Четыре первых цикла имеют направленный поступательный характер, два последних – возвратный. Все они обладают внутренней ритмичностью многих соподчиненных рангов, отчетливость проявления, фациальный состав отложений и полнота разрезов которых меняется на площади в зависимости от положения в общей фациально-палеогеографической структуре соответствующей хроностратиграфической единицы и на геодинамическом профиле континент–океан. Сравнительно полные разрезы свойственны осевым зонам осадочных бассейнов, сокращенные – их краевым частям. В обобщенном виде каждому геодинамическому циклу принадлежит свое, четко ограниченное во времени и пространстве, самостоятельное геологическое тело, достоверность определения границ и реконструкции морфогенетических характерность определения границ и реконструкции

В обобщенном виде каждому геодинамическому циклу принадлежит свое, четко ограниченное во времени и пространстве, самостоятельное геологическое тело, достоверность определения границ и реконструкции морфогенетических характеристик которого зависит от детальности и достоверности знания внутренней фациально-палеогеографической структуры местных стратиграфических подразделений и их хроностратиграфической корреляции друг с другом. Уровень современных знаний в этом плане обеспечивает достаточно согласованное трассирование на всю территорию Карело-Кольской провинции нижней и верхней границ нижнепротерозойской (карельской) эонотемы и, менее определенно, стратиграфического наполнения ее подразделений трех соподчиненных рангов.

Раннепротерозойская (карельская) тектоносфера расчленяется, в зависимости от целей и задач, на два или три структурно-вещественных ансамбля: 1) нижний (до 2500-2300 млн лет), средний (2300-2000 млн лет) и верхний (2000–1650 млн лет назад) [2] или 2) нижний и верхний с границей между ними в интервале времени от 2300 до 2100 млн лет назад [4, 5]. При трехчленном делении каждое подразделение объединяет по два надгоризонта, при двучленном делении – по два надгоризонта. Каждый надгоризонт отвечает полному осадочно-плутогенному трансгрессивно-регрессивному тектоническому циклу и соответственно структурному ярусу. Последовательность шести тектонических ярусов составляет объем и внутреннюю структуру нижнепротерозойского (карельского), третьего снизу (постархейского) структурного этажа раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы и ее тектонических аналогов. Границы ярусов, устанавливаемые по несогласиям и связанным с ними хроностратиграфическим перерывам (лакунам), разновременны в разных структурах и отражают закономерность волнообразного продвижения на площади связанных с ними тектонических процессов. Общей закономерностью является латеральное сосуществование и смена по вертикали противоположных тектонических структур и овеществленных в них процессов, дедуктивный подход к анализу которых создает предпосылки разработки общей теоретической модели гомологичных пространственно-временных рядов тектонической цикличности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64489.

Литература

1. *Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб., 2006. 96 с.

2. *Негруца В.З., Хейсканен К.И., Негруца Т.Ф., Робонен В.И.* Третье межведомственное стратиграфическое совещание по нижнему докембрию Карелии и Кольского полуострова // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 108–112.

3. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы восточной части Балтийского щита. Л.: Недра. 1984. 270 с.

4. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: Объяснит. записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 14 с.

5. Ахмедов А.М., Бибикова Е.В., Богданов Ю.Б. и др. Решение III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия» // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 101–106.

А.М. Никишин¹

Геологическая история Земли

На настоящее время наиболее реалистичной представляется следующий сценарий истории Земли (рисунок).

Около 4.6 млрд лет назад в ходе аккреции из роя тел силикатного и металлического вещества, газов и комет образовалась планета Земля. Длительность аккреции оценивается в 100 млн лет. Земля росла в ходе падения на родительское тело бесконечного количества тел разных размеров; начиная с какого-то радиуса растущей планеты падение тел стало приводить к ее сильному ударному разогреву и плавлению внешних зон. К концу аккреции Земля была горячей и близкой к плавлению, а ее внешняя часть толщиной в сотни километров была расплавлена и образовывала «океан магмы». В этих условиях плотные металлические компоненты погрузились вниз и образовали металлическое, в основном, железное жидкое ядро, а силикатное вещество сформировало мантию. Основная часть воды не входила в состав полурасплавленного тела, а образовывала плотную атмосферу из пара и газов (в основном, углекислого газа и азота).

Около 4.4–4.3 млрд лет назад поверхность Земли стала остывать изза значительного снижения потока метеоритных тел. В этих условиях при охлаждении «океана магмы» на его поверхности появилась твердая кора – первичная кора Земли, возможно, базальтового состава. Поверхность продолжала испытывать метеоритную бомбардировку, и формировались многочисленные ударные кратеры разных размеров. В местах падений астероидов происходили излияния лав. Как только температура поверхности Земли стала меньше температуры кипения воды на поверхность из протоатмосферы выпало огромное количество воды, образовав Мировой океан; какая-то часть воды выделилась на поверхность и из мантии при ее охлаждении и кристаллизации. Около 4.3 млрд лет назад на поверхности планеты при наличии горячей воды появились условия для возникновения жизни в примитивных формах.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия





Рисунок. Модель геологической эволюции Земли

Около 4.3–4.0 млрд лет назад началась тектоника плит. Она зародилась в ходе сочетания разных факторов: конвекционных течений в мантии и всплытия мантийных плюмов, пытавшихся смещать части литосферы; формирования участков с плотной литосферой из-за наличия плотных лав ультраосновного состава (коматиитов), и эти части литосферы готовы были тонуть в нижележащую горячую и менее плотную астеносферу (прообраз процесса субдукции). Так или иначе, до 4 млрд лет назад литосфера Земли разделилась на плиты и в зонах их раздвижения формировалась новообразованная океаническая кора, а в зонах сдвижения – обособились зоны субдукции и (или) скучивания литосферы. Над зонами субдукции и в местах тектонического скучивания и утолщения базальтовой коры начала формироваться магма андезитового состава, ставшая основой для формирования вещества коры будущих континентов.

4.0-2.5 млрд лет назад (архей). Господство тектоники плит и тектоники мантийных плюмов. Первичная кора была полностью погружена в мантию. Над зонами субдукции стали формироваться вулканические дуги с андезитами. Столкновения дуг привело к формированию первых участков («ядер») континентальной коры. В ходе этого этапа сформировалось не менее 50–70% объема вещества современной континентальной коры. Мантия была более горячей, чем современная и субдуцированная в нее литосфера быстро разогревалась, не проникая в нижнюю мантию. Из горячей мантии выплавлялось большое количество лав ультраосновного состава – коматиитов. Земная поверхность в основном была представлена океаном с корой базальт-коматиитового состава, из которого на поверхность выходили многочисленные вулканические дуги и внутри-плитные и межплитные вулканические плато (типа современной Исландии). В океане существовала примитивная жизнь. К рубежу 2.5 млрд лет назад (конец архея) в процессе столкновения многочисленных ядер с континентальной корой и крупномасштабного гранитоидного магма-тизма сформировались крупные континенты (или один – первый суперконтинент Кенорлэнд). В начале архея вода в океане была горячей, рубеж 2.4-2.3 млрд лет назад знаменуется первым известным глобальным Гудзонским оледенением (значит, к тому времени климат стал сопоставим с кайнозойским).

2.5–0 млрд лет назад (протерозой–фанерозой). Господство тектоники суперконтинентальных циклов на фоне непрерывной тектоники плит и тектоники мантийных плюмов. Общее охлаждение Земли привело к тому, что субдуцированное вещество стало достигать низов мантии; это привело к упорядочиванию всей системы конвекции в мантии и к долговременным тектоническим суперконтинентальным циклам. Континенты непрерывно распадались и собирались, океаны раскрывались и закрывались, но на фоне кажущегося хаоса через каждые 750 млн лет образовывались относительно стабильные суперконтиненты, состоявшие почти из всех имевшихся континентальных масс (1750 млн лет назад – Колумбия, 1000 млн лет назад – Родиния, 250 млн лет назад – Пангея). Менее стабильные во времени суперконтиненты образовывались, возможно, в середине суперконтинентального цикла (2125, 1375 и 625 млн лет назад). Общее охлаждение Земли приводило к постоянному увеличению

среднего размера литосферных плит и к их некоторому утолщению. Менялся состав океанической коры от коматиит-базальтового к базальтовому. В зонах коллизии континентов и на активных континентальных окраинах непрерывно формировались горы, максимальные высоты которых плавно увеличиваются.

А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Н.В. Дмитриева¹

Формирование и эволюция докембрийской континентальной коры юго-западной части Сибирского кратона

Длительная история роста коры в докембрии запечатлена в геологической летописи окраинных зон древних картонов и их ближайшего складчатого обрамления, которые включают блоки (выступы) фундамента и более поздние орогенические пояса раннего и позднего протерозоя. Для этих зон устанавливается как отчетливо выраженная дискретность корообразующих событий, отражающих латеральное наращивание континентальных масс, так и признаки внутрикоровой дифференциации в результате процессов кислого магматизма и седиментации.

Вопросы формирования докембрийской коры Сибирского кратона в последние годы активно обсуждаются в научной литературе [6, 7]. Здесь они рассматриваются главным образом в связи с проблемой выделения основных рубежей в истории образования и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины кратона на основе результатов новейших геохронологических, изотопных и петролого-геохимических исследований авторов магматических, метаморфических и осадочных комплексов. Ниже кратко охарактеризованы основные этапы формирования, роста докембрийской коры и эволюции литосферного слоя.

Раннеархейский этап – формирование древнейшей тоналит-трондьемитовой коры в пределах Онотского и Булунского блоков Шарыжалгайского выступа кратона с возрастом плагиогнейсов и плагиогранитоидов ~ 3.4 и 3.25 млрд лет, соответственно. Данные по их изотопному составу: T(DM) – 3.5–3.6 и 3.3–3.5 млрд лет и єNd (-0.4 до +1.2 и -1.6 до +1.4) показывают, что образование плагиогнейсов связано с вовлечением в область плавления более древней сиалической коры с возрастом до 3.6 млрд лет, выступавшей в качестве одного из источников кислых распла-

¹ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

вов. Эта сиалическая кора являлась кристаллическим фундаментом для последующего вулканизма и седиментогенеза, субстратом для формирования расплавов, выступала в качестве источника терригенного материала и служила ядром аккреции более молодых коровых террейнов. Признаки наличия раннеархейской коры нами установлены и в Иркутном блоке. Гиперстеновые плагиогнейсы этой структуры имеют возраст ~3.4 млрд лет и T(DM) = 3.6 млрд лет (неопубликованные данные авторов). Позднеархейский этап – образование и дальнейшая эволюция коры Иркутного, Бирюсинского и Ангаро-Канского блоков. Кора этих блоков

Позднеархейский этап – образование и дальнейшая эволюция коры Иркутного, Бирюсинского и Ангаро-Канского блоков. Кора этих блоков по петролого-геохимическим признакам гетерогенная, отличается разной степенью зрелости, что обусловлено геодинамическими условиями образования протолита кристаллических комплексов и дальнейшей его эволюцией. Более широко развитые в Иркутном блоке биотитовые (±Opx) гнейсы характеризуются T(DM) – 2.9–3.0 млрд лет. Эти данные подтверждаются Nd модельным возрастом (T(DM) = 2.8–3.0 млрд лет) раннепротерозойских гранитоидов Иркутного блока [2]. Образование коры рассматриваемых блоков, очевидно, происходило в две стадии: раннюю – формирование ювенильной островодужной коры (типа Иркутного блока) и более позднюю (~2.6–2.8 млрд лет) – развитие на ней активной континентальной окраины (Ангаро-Канский, Бирюсинский блоки), что обусловило рециклинг и «созревание» ювенильной коры. В позднеархейский этап осуществлялось наращивание коры в зеленокаменных поясах Онотского и Булунского блоков. Данный этап завершился аккрецией блоков архейской коры и образованием первого суперконтинента (Пангея 0), что сопровождалось метаморфизмом (до гранулитовой фации), образованием Na-K гранитоидов. В конце этапа в основном сформирована зрелая – геохимически дифференцированная кора.

ся аккрецией блоков архейской коры и образованием первого суперконтинента (Пангея 0), что сопровождалось метаморфизмом (до гранулитовой фации), образованием Na-K гранитоидов. В конце этапа в основном сформирована зрелая – геохимически дифференцированная кора. В формировании и эволюции континентальной коры раннепротерозойского этапа намечается несколько стадий (в млрд лет): 1) 2.45–2.3 – развитие в субдукционной обстановке новообразованной ювенильной коры: ТТГ комплексов основания и зеленокаменных поясов (Канский блок) [3]; 2) 2.3–2.0 – накопление существенно терригенных толщ в эпиконтинентальных бассейнах рифтового типа; 3) 2.0–1.9 – образование окраинно-континентального вулканического пояса и задуговых осадочных бассейнов; 4) 1.9–1.84 – становление коллизионного орогена: аккреция и коллизия блоков коры, метаморфизм раннедокембрийских комплексов и синколлизионное гранитообразование (~1.9 млрд лет), массовое постколлизионное гранитообразование (1.87–1.84) [5]; 5) 1.75– 1.74 – анорогенный гранитоидный магматизм. Следовательно, в первую, наиболее раннюю, стадию произошел заметный латеральный рост коры за счет формирования ювенильных субдукционных комплексов, а в последующие три стадии, при формировании Ангарского складчатого пояса [4], преобладали процессы дифференциации и рециклинга архейской коры в результате терригенной седиментации и внутрикорового плавления; при этом осуществлялось и вертикальное ее наращивание, обусловленное явлениями коллизии и андерплейтинга мантийного вещества. Важным итогом в эволюции раннепротерозойской коры явилось образование суперконтинента Пангея 1.

Мезопротерозойский этап – развитие ранних океанических и островодужных ассоциаций Саяно-Енисейского пояса (арзыбейский, вероятно, исаковский, юдинский, попутнинский комплексы), происходит накопление карбонатно-терригенных толщ пассивной окраины кратона (сухопитская серия, Енисейский кряж). Завершился этап метаморфизмом (~ 1000 млн лет) и гранитоидным магматизмом (на Енисейском кряже – тейский комплекс, возраст ~ 870–880 млн лет). Эти процессы, очевидно, завершают развитие гренвиллид. Последние на Азиатском континенте считались редкими структурами, но недавно установлены в блоке Янцзы и Южно-Гобийском микроконтиненте, где гренвиллские события охватывают более широкий диапазон времени вплоть до 900 млн лет [8].

Неопротерозойский этап – раскол суперконтинента Родиния, образование Палеоазиатского океана, а в его пределах – островодужных комплексов Устькутукасского, Шумихинско-Кирельского, Предивинского террейнов, а также кувайских вулканических зон Восточного Саяна (возраст от 780 до 640 млн лет). На ЮЗ окраине кратона формируются рифтогенные структуры с внутриплитными бимодальными риолитбазальтовыми (возраст 0.78 и 0.75 млрд лет), трахибазальт-трахитовой (возраст 700 млн лет) и щелочно-пикритовой и карбонатитовой ассоциациями (возраст 670–640 млн лет). Развитие этого вулканоплутонического магматизма в Енисейском кряже происходило синхронно с накоплением преимущественно терригенных субаэральных и мелководных отложений рыбинской толщи, верхневороговской, чингасанской и чапской серий неопротерозоя. Эти магматические процессы, а также многочисленные рои даек Присаянья и Прибайкалья (возраст ~780–740 млн лет) [7] и протяженная цепочка ультраосновных щелочных интрузий в пределах южной и юго-западной окраины Сибирского кратона (возраст 655–630 млн лет) [8] характеризуют этапы растяжения, обусловленные распадом Родинии под воздействием плюма.

Вендский этап – аккреция неопротерозойских островных дуг и микроконтинентов, причленение их к кратону (600–550 млн лет). Индикаторами аккреционно-коллизионных процессов и связанных с ними тектонотермальных преобразований служат субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в двух и более террейнах и образование одновозрастных форландовых бассейнов.

Раннепалеозойский (каледонский) этап – завершающее коллизионное событие в ранней истории формирования Палеоазиатского океана. Наиболее полно каледонские события проявлены в Канском и Дербинском террейнах, а также в Южно-Енисейском кряже [1]. Ранний метаморфизм и внедрение синколлизионных гранитоидов произошли в Дербинском блоке в позднем кембрии (~ 500 млн лет). Последующие события фиксируются на рубежах 480–470 и 450–440 млн лет. Таким образом, неоднократное проявление кембро-ордовикского метаморфизма и коллизионного гранитообразования в пределах Дербинского блока обусловлено аккрецией с Канским террейном, новообразованными островными дугами и последующим причленением к окраине Сибирского палеоконтинента, что завершило формирование аккреционно-коллизионного пояса складчатого обрамления.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-64301, 06-05-64572), Президиума СО РАН по программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (№ 6.7.1) и комплексного интеграционного проекта СО РАН «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга» (№ 6.6).

Литература

1. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М. и др. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже //Докл. РАН. 2004. Т. 397, №3. С. 374–379.

2. Кирнозова Т.И., Бибикова Е.Б., Козаков И.К. и др. Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ЦИК, 2003. С. 193–195.

3. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присаянье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №7. С. 1058–1078.

4. Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Там же. 1999. Т. 40, №11. С. 1524–1544.

5. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14, №3. С. 282–303. 6. Розен О.М., Монаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 210 с.

7. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии // Ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 366 с.

8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.Г. и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 410, №5. С. 657–662.

Н.И. Павленкова¹

Основные этапы самоорганизации внешних оболочек Земли по ротационно-флюидной гипотезе

Ротационно-флюидная гипотеза основана на современных данных о строении верхних оболочек Земли и о геологической истории формирования крупных геоструктур [6, 7, 12]. Она объясняет эти данные с единых энергетических позиций и на основе основных законов самоорганизации открытых динамических систем. К главным положениям, на которых построена эта гипотеза, относятся следующие эмпирическими данные.

– Поверхность Земли, так же, как и поверхность других планет, четко делится на два полушария с разным рельефом и структурой земной коры: на Тихоокеанское (океаническое) полушарие с пониженным рельефом и тонкой корой океанического типа, и континентальное полушарие с преобладанием повышенного рельефа и толстой континентальной корой. Различие в геологической истории этих полушарий отмечено и для океанов: выделяются Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты [9]. Эти полушария разделены кольцом зон Беньофа (зон глубинных нарушений и концентраций очагов землетрясений).

– Под континентами существуют корни не только в виде утолщенной сиалической коры и утолщенной литосферы, но и в виде положительных аномалий сейсмических скоростей, которые простираются до глубины более 300 км [6]. Состав верхней мантии континентов и океанов также различается.

– Наблюдаются реологическая расслоенность верхней мантии, наличие в ней региональных границ и ослабленных прослоев, но единой ас-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

теносферы не существует [6]. В областях высокого теплового потока четко выделяются только отдельные астенолинзы.

– Существует упорядоченная система глобальных линеаментов и кольцевых структур, которые протягиваются на тысячи километров, охватывая континенты и океаны. Например, система рифтовых зон (срединно-океанических хребтов) образует кольцо вокруг Антарктиды с ответвлением от него через каждые 90° отдельных рифтов. Для этих глобальных зон характерен повышенный поток глубинных флюидов, в частности, водорода [10].

– Наблюдается асимметрия в рельефе дневной поверхности, когда каждой приподнятой структуре соответствует опущенная поверхность на противоположной стороне земного шара [5].

– В перемещении палеомагнитных и палеоклиматических полюсов существует главная составляющая: движение в палеозое всех континентальных областей с Южного полушария в Северное [11, 13].

 Установлены цикличность и периодичность тектонических процессов, смена процессов расширения поверхности Земли и ее сокращения. По ротационно-флюидной гипотезе основными источниками энергии

По ротационно-флюидной гипотезе основными источниками энергии для глобального тектогенеза являются внешние источники, связанные с вращением Земли в системе Земля–Луна–Солнце, и внутренние источники, обусловленные дегазацией Земли и неравномерными по площади потоками глубинных флюидов.

История формирования описанных выше структурных особенностей Земли объясняется ротационно-флюидной гипотезой следующим образом. При образовании ядра произошло некоторое расширение Земли и, как результат, возникли Тихоокеанское кольцо глубинных нарушений и система глобальных линеаментов. Конвекция в ядре создала не только магнитное поле, но и повышенную адвекцию глубинных флюидов в Южном полушарии. Последнее способствовало формированию в этом полушарии крупных областей мощной литосферы континентального типа (по данным [3, 4] именно глубинные флюиды играли определяющую роль в создании такой литосферы). Образование континентов – это главный этап организации внешних оболочек Земли, он охватывает большой промежуток геологического времени, включая весь докембрий.

Кольшой промежуток геологического времени, включая весь докембрий. В то же время, возникновение в Южном полушарии толстой и относительно легкой коры с глубокими мантийными корнями привело к изменению формы планеты и к относительному смещению центров масс отдельных оболочек Земли. По данным Ю.В. Баркина [2], при этом между оболочками возникают высокие напряжения, которые вызывают отмеченную выше асимметрию в структуре земной поверхности и могут стать причиной относительного смещения этих оболочек. Согласно основному закону синергетики (минимизации энергии), такие смещения наиболее вероятны не по поверхности проблематичной астеносферы, а по поверхности жидкого ядра. То есть отмеченное нарушение равновесия центров масс оболочек Земли могло привести к развороту мантии вокруг ядра с перемещением континентального полушария с Южного полюса к экватору. Согласно данным о движении палеомагнитных и палеоклиматических полюсов это произошло в палеозое [11, 13].

Вращение мантии вокруг ядра должно было происходить неравномерно: на основные двигающие силы, восстанавливающие равновесие между центрами масс оболочек Земли, накладывались приливные силы, связанные с периодическим изменением положения оси вращения Земли в системе Земля–Луна–Солнце [1]. Соответствующие волновые перемещения мантии, усиленные или замедленные приливными силами, создавали условия для чередования эпох тектонической активизации, условий сжатия и расширения литосферы и возникновения катастроф.

Вращение мантии вокруг ядра является одним из этапов самоорганизации планеты, но оно не могло полностью восстановить устойчивое равновесие внешних оболочек Земли, так как создавало новые неравновесные системы. Поэтому в мезозое начинается другой важный этап: происходит расширение Южного полушария, радиус которого в настоящее время больше, чем Северного. Такое расширение объясняет отмеченную выше упорядоченную систему срединно-океанических хребтов вокруг Антарктиды.

К процессу самоорганизации внешних оболочек Земли относится и современный этап тектогенеза: формирование континента на Южном полюсе (Антарктида) и разрушение континентальной коры в Северном полушарии (образование Арктического океана). Таким образом, в истории развития геосистемы внешних оболочек Земли можно выделить несколько основных этапов (циклов) организа-

Таким образом, в истории развития геосистемы внешних оболочек Земли можно выделить несколько основных этапов (циклов) организации и самоорганизации. На этапе организации (архей-протерозой) под действием внешних сил и внутренней энергии планеты (ее дегазации) образуется упорядоченная система линеаментов и кольцевых структур, а на Южном полушарии формируется серия блоков мощной континентальной литосферы. Это нарушает равновесие центров масс оболочек Земли, и в палеозое начинается этап самоорганизации: разворот мантии вокруг ядра. На втором этапе (мезозой) равновесие оболочек восстанавливается за счет расширения Южного полушария и формирования асимметричных структур Антарктиды и Арктики. Описанные процессы глобального тектогенеза являлись источниками

Описанные процессы глобального тектогенеза являлись источниками энергии и для тектонических преобразований второго порядка: относительных перемещений отдельных литосферных плит, формирования зон растяжения, коллизии, кольцевых структур, преобразования земной коры. При всех этих преобразованиях важнейшую роль играют процессы неравномерной дегазации Земли и адвекции глубинных флюидов.

Литература

1. *Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.

2. Баркин Ю.В. К объяснению эндогенной активности планет и спутников: механизм и природа ее цикличности // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ: Материалы международной конференции памяти академика П.Н. Крапоткина. М., 2002. С. 18–21.

3. *Летников* Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металогении // Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В. Рунквист. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.

4. *Лути Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.

5. *Макаренко Г.Ф.* Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 96 с.

6. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Ред. В.Н. Шалпо. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 64–83.

7. Павленкова Н.И. Эмпирические основы ротационно-флюидной гипотезы глобального тектогенеза // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, №6. С. 41–60.

8. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным. // Флюиды и геодинамика / Ред. Ю.Г. Леонов и др. М.: Наука, 2006. С. 201–219.

9. *Пущаровский Ю.М.* Главная тектоническая ассиметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены / Ред. А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницин. М.: Наука, 1997. С. 8–24.

10. Сыворотников В.А. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Геоинформцентр, 2002. 250 с.

11. Храмов М.Н. Палеомагнитные исследования. М.: Наука, 1983. 151 с.

12. *Pavlenkova N.I.* Fluids-rotation conception of global geodynamics // Bull. Geol. Soc. It. 2005. V. Spec. № 5. P. 9–22.

13. *Storetvedt K.* Our evolving planet: Earth history in new perspective. Bergen, Norway: Alma Mater, 1997. 456 p.

Новый мезозойский палеомагнитный полюс Сибирской платформы и проблема ригидности Северо-Евроазиатского кратона в послепалеозойское время

Принято считать, что консолидация Северо-Евроазиатской плиты завершилась в основном к концу палеозоя. Между тем, имеются работы, в которых указывается на возможность заметных мезозойских [4, 1] и кайнозойских относительных перемещений крупных тектонических блоков, слагающих Северную Евразию [6]. В работе [6], в частности, Северная Евразия разбивается на три субплиты, перемещавшиеся друг относительно друга в послезоценовое время вдоль зон диффузных дислокаций, расположенных предположительно вдоль Уральской складчатой области и линии Тессейера – Торнквиста.

Ясно, что прояснение этого вопроса имело бы большое значение для изучения тектоники Северной Евразии, для понимания ее геодинамической эволюции. Возможно, наиболее простым путем решения проблемы было бы сравнение послепалеозойских кривых кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и «стабильной Европы» (Восточно-Европейской платформы и доальпийской Европы). Если в послепермское время Сибирская платформа и «стабильная Европа» действительно входили в состав единой жесткой плиты то в этом случае мезозойские кривые КМП Европы и Сибири совпадали бы. Расхождение же соответствующих кривых могло бы рассматриваться как доказательство относительных перемещений Сибири и Европы в послепалеозойское время.

В настоящее время мезозойско-кайнозойская часть европейской кривой кажущейся миграции полюса разработана достаточно хорошо, особенно для интервала времени 200-0 млн лет. [5]. В то же время, при рассмотрении сибирских данных обнаруживается парадоксальный, на первый взгляд, факт, состоящий в том, что мезозойский сегмент Сибирской кривой изучен и обоснован значительно хуже, чем раннепалеозойский. Более того, по мезозою Сибирской платформы (исключая данные по раннетриасовым траппам) до последнего времени не было опубликовано ни одного определения, которое удовлетворяло бы современным критериям палеомагнитной надежности [7]. Несколько лет назад нами было выполнено несколько мезозойских палеомагнитных определений, более

 ¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия
² Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

или менее отвечающих современным требованиям к качеству палеомагнитных данных [3]. Тем не менее, число имеющихся для Сибирской платформы современных палеомагнитных полюсов остается крайне недостаточным для построения мезозойского сегмента сибирской кривой кажущейся миграции полюса.

Проблема усугубляется тем, что датирование многих мезозойских объектов, перспективных для палеомагнитных исследований, основывается часто только на косвенных данных или опирается на устаревшие изотопные датировки. В этой ситуации в качестве некого паллиатива, до тех пор пока ситуация с датированием не изменится, и до тех пор, пока не удастся построить собственно сибирский тренд мезозойских полюсов, предлагается подход, состоящий в поиске доводов за или против того, что европейские данные могут быть использованы как референтные для Сибирской платформы. Другими словами, предлагается искать доводы в пользу или против того, что сибирские и европейские мезозойские кривые совпадают. Такой подход не требует уже точного знания возраста исследуемых объектов, что необходимо для разработки кривой КМП. В этом случае, мезозойские полюсы, получаемые для Сибирской платформы, сравниваются с европейской кривой КМП и, если они попадают на ту ее часть, которая имеет возраст, не противоречащий имею-щимся данным о возрасте исследуемого объекта, то этот факт рассматривается как довод в пользу совпадения европейской и сибирской кривых, т.е. как довод в пользу жесткости (ригидности) Северной Евразии. Несовпадение же сибирских полюсов с европейской кривой КМП можно будет интерпретировать как результат относительных движений. Понятно, что такой подход имеет определенные недостатки, главный из которых состоит в том, что в результате мы получаем не доказательства, а доводы в пользу той или иной интерпретации. При этом, однако, кажется очевидным, что при достаточно большом числе доводов в пользу совпадения сибирской и европейской кривых, вероятность справедливо-сти противоположного вывода будет близка к нулю.

В рамках реализации такого подхода нами были изучены магматические породы (диориты, монцодиориты, гранодиориты) Мукундинского плутонического комплекса, слагающие интрузивный массив, обнажающийся в карьере, расположенном в верховьях руч. Бокур (приток р. Ярмарка-Хапчана, хребет Кет-Кап, северо-восточный склон Алданского щита, 57.7° с.ш., 132.1° в.д.). Было изучено также некоторое количество образцов из вмещающих массив рифейских осадочных пород, испытавших воздействие (обжиг или гидротермальную проработку) магматических пород при их внедрении. В общей сложности нами было изучено около 150 образцов из 17 сайтов, более или менее равномерно распреде-
ленных по площади массива и представляющих большую часть пород, участвующих в его строении. Изученные породы характеризуются в целом шумной палеомагнитной записью, тем не менее, в значительной части образцов достаточно уверенно выделяются характеристические (в смысле стабильные, идущие в начало координат диаграмм Зийдервельда) компоненты намагниченности. Средние направления 13 из 17 изученных сайтов (таблица) располагаются преимущественно в первой четверти стереограммы, образуя тесную группу в области высоких наклонений.

Номер сайта	Ν	D	Ι	K	α_{95}
1	4	253.1	84.7	44.4	13.9
2	3	1.1	78.4	449.9	5.8
3	4	18.3	78.5	58.1	12.2
4	4	20.2	80.2	40.3	14.7
5	7	23.3	77.9	48	8.8
6	6	14.6	73.4	76	7.7
7	7	22.3	74.5	125	5.4
8	7	71.2	84.5	93.6	6.3
9	5	35.1	85.5	184	5.7
10	5	94.2	89.1	45.3	11.5
11	4	354	82.1	108.5	8.9
16	7	57.9	84.7	162.3	4.8
17	4	58.2	79.6	77.2	10.5
Среднее	13	22.3	82.2	151.3	3.4
Полюс Plat= 71.1°; Plong=150.0°; а 95=6.5°					

Палеомагнитные направления

N – число образцов/ сайтов; D, I, K, α₉₅ – склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия, соответственно.

Средние направления оставшихся четырех сайтов, представляющих силл основного состава, связанную с ним дайку и обожженные ею породы, имеют относительно низкие наклонения и образуют группу, среднее направление которой (D= 2.7° ; I= 54.2°) характеризуется очень большим кругом доверия с радиусом 22.4°. В силу последнего обстоятельства, а также из-за низких наклонений крайне маловероятных для мезозойско-кайнозойских пород этого региона, названные четыре сайта были исключены нами из дальнейшего рассмотрения.



Рисунок. Сравнение полюса Бокурского массива с европейской кривой кажущейся миграции полюса [5]

Маленькие кружки обозначают европейские полюсы, большой кружок – полюс Бокурского массива

Координаты палеомагнитного полюса, рассчитанного, исходя из полученного среднего направления, приведены в таблице и показаны на рисунке.

Как видно из рисунка, полученный полюс находится в непосредственной близости к полюсам возраста 150 и 160 млн лет европейской кривой Бесса и Куртийо, что великолепно согласуется с имеющимися данными [2] о позднеюрском возрасте Мукундинского комплекса. Тот факт, что рассчитанный нами полюс практически совпадает с европейской референтной кривой, представляет собой сильный аргумент в пользу того, что: 1) европейская кривая кажущейся миграции полюса может рассматриваться в качестве референтной для мезозоя и кайнозоя Сибирской платформы; 2) Сибирская платформа и «стабильная Европа» по крайней мере с конца юрского времени не испытывали относительных перемещений в масштабах, которые могли бы быть зафиксированы палеомагнитным методом. Таким образом, полученные данные поддерживают представления о жесткости Северо-Евразиатской плиты в мезозойско-кайнозойское время.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 06-05-64538 и 04-05-65024.

Литература

1. Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59–69.

2. Легенда к Государственной геологической карте Российской Федерации. М-б 1:200000 (серия Алданская), 2003.

3. Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28–49.

4. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

5. *Besse J., Courtillot V.* Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 millions years // J. Geoph. Res. 2002. V. 107, N B11.

6. Cogne J.P., Nalim N., Chen Y., Courtillot V. Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: insights from paleomagnetic data from the Qiangtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis // Ibid. 1999. V. 104, N B8. P. 17715–17734.

7. *Van der Voo R*. Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans. Cambridge Univ. Press, 1993. 411 p.

С.А. Паланджян¹

Офиолиты массива Тамватней (Корякское нагорье, Северо-Восток России): фрагмент супрасубдукционной литосферы лерцолитового типа

Развитие лерцолитов и умеренно истощенных диопсидовых гарцбургитов установлено в мантийных разрезах тех офиолитов, которые интерпретируются как фрагменты литосферы энсиалических бассейнов,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

формировавшихся при раздвижении континентальной коры в зонах транскуррентных разломов [4, 6]. Такие офиолиты (лерцолитовый подтип) рассматриваются как фрагменты океанической литосферы, генерированной при медленном и крайне медленном спрединге [5]. Офиолиты лерцолитового подтипа локализованы преимущественно в аккреционных (субдукционных) орогенах современных и древних активных окраин, тогда как для краевых аллохтонов коллизионных орогенов они не характерны [3]. Это обусловлено тем, что литосфера океанического типа с лерцолитовыми реститами в мантийном комплексе первоначально формировалась в пределах внутренних, энсиалических областей окраинно-континентальных подвижных поясов (внутренняя область Динарид-Эллинид – массивы зоны Мирдита в Албании, Отрис, Пиндос в Греции; внутренние области позднемезозойского-кайнозойского складчатого обрамления Восточной Азии – массивы Oeyama, Horoman, Yakuno, Poroshiri и др. в Японии, Вост. Сулавеси в Индонезии, Замбалес в Филиппинах). Главным механизмом раскрытия энсиалических краевых абиссальных бассейнов, согласно большинству исследователей, является разрыв коры по механизму pull-apart, имеющий место при косой субдукции и расколе континентальных блоков в зонах крупноамплитудных сдвиговых перемещений. Дальнейшая тектоническая история этих бассейнов в той или иной степени связана с наложением супрасубдукционных процессов, что отражается в составе офиолитов.

Одним из наиболее представительных примеров лерцолитового субтипа палеоокеанической литосферы является крупный массив Тамватней на северо-западе Тихоокеанского складчатого пояса. Массив площадью в 265 км² расположен в северо-восточном краю Корякской складчатой системы, нарастившей окраину Азии в конце мелового периода. Детальное описание массива приведено в работе [1]; здесь мы рассмотрим лишь некоторые особенности его строения, необычные для офиолитов данного региона.

1. В горстовом поднятии гор Тамватней на протяжении более 35 км обнажена относительно слабо деформированная офиолитовая ассоциация, без признаков покровно-чешуйчатого строения (отсутствуют меланж, олистостромы, чешуи метаморфических пород). Большую часть обнаженной площади массива (около 200 км²) занимают лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты; состав сосуществующих минералов свидетельствует об их уравновешивании в обстановке спредингового хребта вне пределов зоны субдукции (X_{Cr}^{Sp} =0.15–0.41; Al₂O₃^{Opx}=6.5–3.7%). 2. Над реститами залегает выдержанный в пространстве горизонт

2. Над реститами залегает выдержанный в пространстве горизонт вулканитов, непосредственная датировка которых отсутствует. Характерно антидромное строение вулканического комплекса. Нижняя толща сложена высокомагнезиальными крайне низкотитанистыми андезитобазальтами (с бонинитоидной петрохимической сериальностью, MgO = 6.1-11.2, SiO₂ = 55.2-57.4, TiO₂ = 0.25-0.8 мас.%), известково-щелочными дацитами, липаритами, верхняя – подушечными лавами низкотитанистых базальтов толеитовой сериальности. Дискриминационные диаграммы Th–Hf/3–Ta, Cr–Y, Cr–Ce/Sr позволяют отнести базальты к островодужным толеитам; в пользу этого свидетельствует и обеднение их HREE по сравнению с хондритом C1 и с N-MORB.

3. Структурно ниже вулканического горизонта (и в нижней части последнего) во многих местах развита система даек и силлов диабазов, долеритов, кварцевых порфиров. Этот гипабиссальный комплекс, а также нижняя вулканогенная толща интрудированы малоглубинными телами плагиогранитов, кварцевых диоритов. Последовательность формирования всего верхнекорового комплекса: бонинитоиды, известковощелочные вулканиты – магнезиальные диабазы – плагиограниты – железистые диабазы, долериты, подушечные базальты.

4. Отсутствует выдержанный горизонт плутонических мафитов. Его место занимает неповсеместно развитая зона дайкообразных тел и жил габбро, габбро-пегматитов, габбро-диабазов, интрудирующих верхние уровни перидотитов. Местами мафиты занимают до половины пространства, и вмещающие серпентинизированные ультрамафиты играют роль скринов. На более глубоких горизонтах мантийного основания, обнаженных в тектонически поднятых центральных и северных частях массива, расположены сравнительно небольшие (длиной в 2-3.5 км и шириной до 0.7 км) плутоны габбро-норитов, некоторые из них дифференцированы через мелкозернистые амфиболовые габбро к кварцевым диоритам и плагиогранитам. В экзоконтактах плутонов развиты плагиоклазовые лерцолиты, кортландиты, пегматоидные пироксениты, горнблендиты, троктолиты. Лерцолиты мантийного комплекса с приближением к мафитам (уже на расстоянии в несколько километров) сменяются гарцбургитами; последние преобладают в составе перидотитового комплекса также в зонах сгущения даек и жил мафитов. Некоторые образцы гарцбургитов в этих зонах проявляют свойства супрасубдукционных образований (X_{Cr}^{Sp} =0.46–0.55; Al₂O₃^{Opx}=2.3–0.4 %).

Авторы всех схем тектонического районирования включают офиолиты Тамватнея в состав пограничного с ними Майницкого террейна энсиматической островной дуги. Однако целый ряд особенностей строения и состава свидетельствует о генетической самостоятельности тамватнейских офиолитов. В отличие от последних, в покровно-чешуйчатой структуре Майницкой зоны сочетаются тектонические фрагменты офиолитов и других пород супрасубдукционных комплексов, представленные кулисообразно расположенными пластинами и чешуями меланжа, олистостромы, вулканитов MOR- и SSZ (IAB, BABB, CA)-серий, вулканических и плутонических производных бонинитовой магмы, дунит-гарцбургитовых реститов, метаморфитов зеленосланцевой фации, гранатовых амфиболитов, датируемых поздним палеозоем, ранним мезозоем, поздней юрой – валанжином. Такие особенности строения свидетельствуют в пользу того, что Майницкая зона представляет собой скорее фрагмент длительно развивавшегося преддужья энсиматической дуги. Офиолиты Тамватнея пока недостаточно датированы, однако имеющиеся данные по габброидам (138–122 млн лет, К-Аг метод по валовым составам пород [2]; 120 млн лет, Ar-Ar метод по амфиболу [W.W.Paton Jr., устное сообщение]) показывают, что тамватнейские офиолиты формировались в конце неокома и даже в апте, т.е. они являются более молодыми образованиями (по сравнению с майницкими). Отличие от «Пенроузской» последовательности комплексов, в частности, отсутствие мощного выдержанного горизонта мафитов, развитие их интрузивных и дайковых проявлений в пределах верхних горизонтов мантийного комплекса указывают на зарождение литосферы океанического типа в обстановке медленного и крайне медленного спрединга [3].

Все перечисленные данные позволяют связать зарождение тамватнейских офиолитов с расколом в позднем неокоме мезозойской окраины континента и раскрытием бассейна pull-apart в результате проявления крупноамплитудных трансформных перемещений. Супрасубдукционные особенности состава пород вулканического и гипабиссального комплексов свидетельствуют об отсутствии когенетичности их с плутоническими мафитами; очевидно, что формирование верхних горизонтов магматической коры новообразованного бассейна было обусловлено возобновлением субдукции и что мантийный источник этих образований располагался за пределами (глубже?) тамватнейского комплекса лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов. Краевое положение относительно Майницкой зоны, приуроченность к крылу длительно развивавшейся сдвиговой структуры (Берёзовской) позволяют предполагать, что пространственное совмещение тамватнейских офиолитов со структурами Майницкого террейна связано с масштабными постаккреционными сдвиговыми перемещениями в кайнозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 05-05-65067, 06-05-64935, 08-05-00565.

Литература

1. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1990. 93 с.

2. Загрузина И.А. О возрасте Тамватнейского и Мало-Научирынайского массивов // Колыма. 1971. № 10. С. 41–42.

3. Паланджян С.А. Особенности строения и состава океанической литосферы, генерированной при различных скоростях спрединга // Геотектоника. 2007. № 6.

4. *Bebien J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P.* Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems // Ofioliti. 1980. Spec. Issue: Tethyan ophiolites. V. 2, Eastern Area. P. 129–197.

5. *Bodinier F., Nicolas A.* Harzburgine and Iherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth Planet. Sci. Letters. 1985/86. V. 76. P. 84–92.

6. Jones G., Robertson A.H.F. Tectono-stratigraphic evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece // J. Geol. Soc., London. 1991. V. 148. P. 267–288.

Л.В. Панина¹

Неотектоническое строение Скифской плиты

Целью проведенных исследований является выявление разноранговых новейших деформаций для всей территории Скифской плиты, установление степени унаследованности и тенденций их развития на фоне современных геодинамических процессов обрамления. За рубеж начала становления в рельефе структурных форм Скифской плиты принимается поздний миоцен. В условиях равнинных, перекрытых чехлом четвертичных отложений территорий комплексное дешифрирование топографических карт и космоснимков является весьма эффективным методом выявления новейших деформаций. Методика построения структурногеоморфологических карт для отдельных равнинных районов, в частности для Скифской плиты, неоднократно освещалась в литературе [2, 3].

Анализ рельефа позволил выявить разноамплитудные пликативные деформации – поднятия и впадины, а также блоки разного ранга, ограниченные «слабыми зонами». Этот термин объединяет зоны разрывов,

¹ Геологический факультет Московского Государственного Университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

трещиноватости, дробления пород [1]. Дешифрирование рельефа в плане дополнялось построением и интерпретацией геолого-геоморфологических профилей, что позволило выявить малоамплитудные новейшие деформации в вертикальных сечениях. Сопоставление последних с разрывными нарушениями глубинных структурных планов повысило степень достоверности установленных деформаций. Значения изобаз определялись по методике back stripping, позволяющей учитывать тектоническую составляющую движений [5]. С целью определения унаследованности и тенденций развития неотектонических деформаций привлекались геолого-геофизические, главным образом сейсмические данные МОВ ОГТ, а также результаты анализа скоростей тектонических движений [2]. Проводилась также корреляция кривых тектонических движений для разных районов Скифской плиты с событиями, происходившими в области Кавказского орогена и всего сегмента Альпийского пояса.

Скифская плита расположена на границе Кавказского орогена и Русской платформы. В геоморфологическом отношении – это равнина с абсолютными отметками от 0 и ниже уровня моря в Прикаспии, достигающими 500 м и более на юге Ставропольского поднятия. Наблюдается увеличение абсолютных отметок по мере приближения к горному сооружению Большого Кавказа. Структурно-геоморфологическое районирование, проведенное в области Скифской плиты ранее, выявило здесь крупные впадины и поднятия, осложненные системами слабых зон [2]. Структуры имеют преимущественно субширотную ориентировку (Сальско-Манычское поднятие, Манычская впадина, Крыловское и Батайское поднятия, Терско-Каспийская впадина с внутренними Терским и Сунженским хребтами, Прикумская система поднятий). Субмеридиональны Майкопский и Минераловодский выступы, Ставропольское и Южно-Ергенинское поднятия, а также Ергенинский уступ, ограничивающий Южно-Ергенинское поднятие с востока (рисунок)

Наибольшие значения изобазы имеют в южной, пограничной с Кавказом, области. Это юг Ставропольского поднятия и Минераловодский выступ (более 500 м). Максимальные погружения характерны для периферических районов Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин, где значения изобаз достигают – 1000м. Такие поднятия, как Сальско-Манычское и Южно-Ергенинское выросли в рельефе на 100 м (см. рисунок). Новейшие структуры Скифской плиты первого ранга (Крыловское, Батайское, Ставропольское, Сальско-Манычское, Южно-Ергенинское поднятия) осложнены преимущественно субширотными частными поднятиями, разделяющимися узкими долинообразными впадинами. К впадинам часто приурочены речные долины и балки (Акшибай, Кегульта, Улан-Зуха, Яшкуль, Шаред, Мокрая Буйвола, Суркуль и др.), разраба-



Рисунок. Карта неотектоники Скифской плиты

I – изобазы; 2 – слабые зоны; 3 – контуры новейших поднятий первого ранга; 4 – граница Скифской плиты с орогеном Большого Кавказа; 5 – границы морей; 6 – скважины; 7 – города.

обозначены: *слабые зоны: субиииротные:* 1 – Акшибай-Ергенинская, 2 – Армавиро-Невиномысская, 3 – Датыхско-Ахловская; СТ – Ставропольское, СМ – Сальско-Маньчское, ЮЕ – Южно-Ергенинское, СС – Северо-Сальское, П – Прикумское, Д – Донбасса, Б - Батайское, К- Крыловское, В - Выселковское, МиВ - Минераловодский выступ, МВ - Майкопский выступ. Цифрами Каспийская, BM – Восточно-Манычская, 3М – Западно-Манычская, ПК – Прикаспийская, ТКум – Терско-Кумская; *поднятия*: *субмеридиональные:* 4 – Усть-Кубанская, 5 – Новороссийская, 6 – Краснодарская, 7 – Усть-Лабинская, 8 – Майкопская, 9 – Арма-Новейшие структуры первого ранга: впадины: 3К – Западно-Кубанская, BK – Восточно-Кубанская, ТКас – Терсковирская, 10 – Калаусская, 11 – Кумско-Лысогорская, 12 – Урухская тывающие слабые зоны северо-западного простирания. Многие из них прослеживаются на большие расстояния (Акшибай – Ергенинская и др.). Преимущественно субширотные ориентировки имеют и молодые поднятия, развивающиеся в пределах Терско-Каспийской, Прикаспийской, Манычской впадин. Субширотно простирающиеся структуры осложняются субмеридиональными слабыми зонами, зачастую прослеживающимися в область Кавказского орогена. Наиболее протяженными являются Усть-Кубанская, Новороссийская, Краснодарская, Майкопская, Армавирская, Калаусская, Кумско-Лысогорская и др. [3]. В кинематическом отношении – это сбросы и раздвиги.

Выявленные новейшие деформации частично наследуют палеозойские и мезозойские, которые испытывают активный рост, начиная, по крайней мере, с позднего миоцена и нередко образуют в рельефе единые мегаформы (слившиеся Южно-Ергенинское, Северо-Сальское и Сальско-Манычское поднятия). Выражены в современных деформациях и палеозойские структуры Каневско-Березанского вала, Тимашевской ступени, Прикумской системы поднятий, Ногайской ступени (см. рисунок). Существовавшие некогда обширные впадины резко сократились в размерах и осложнились частными поднятиями (Западно- и Восточно-Кубанская, Терско-Каспийская, Кропоткинская, Прикаспийская, Манычская).

Интерпретация кривых тектонического прогибания показывает, что, начиная с рубежа 11.4 млн лет (поздний сармат) до 9.3 млн лет, южная часть Скифской плиты испытывает интенсивное и быстрое погружение (до 10 см / тыс. лет). В меотисе – понте темп прогибания сократился вдвое. Временной интервал 7.0–3.3 млн лет на кривых в восточной части Скифской плиты соответствует поднятию и перерыву в осадконакопле-нии, в то время как в западной части отмечается прогибание. На Восточном Кавказе это – время предакчагыльской тектонической фазы в восточном сегменте Альпийского пояса, чем и можно объяснить начало роста поднятий, особенно ярко выраженных на востоке Скифской плиты [4]. Миграции областей максимального прогибания в северном направлении, дифференцированный характер движений, отмеченный на кривых восточной части Скифской плиты, согласуются с развитием коллизионных процессов Кавказского орогена, продолжающимися и сейчас. Тенденции развития западного сегмента Скифской плиты носят в целом подобный характер, т. е. налицо резкое сокращение размеров впадин и вовлечение областей прогибания в воздымание. Тем не менее, не наблюдается миграции областей прогибания на север, как это имеет место в восточном сегменте.

Таким образом, новейший структурный план Скифской плиты представляет собой сочетание разрастающихся крупных поднятий преимущественно субкавказского (субширотного) простирания и редуцированных, сокращающихся впадин, зачастую нарушенных субширотными и субмеридиональными зонами разрывов. Установленный структурный рисунок характерен и для Кавказского орогена, рост которого, начавшийся в позднем миоцене, во многом и предопределил неотектоническое развитие Скифской плиты.

Литература

1. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 384 с.

2. Костенко Н.П., Панина Л.В. Позднеорогенная структура Предкавказья // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология. 2001. № 1. С. 11–20.

3. *Панина Л.В., Костенко Н.П.* Новейшие деформации на востоке Скифской плиты // Там же. 2005. № 3. С. 5–12.

4. Панина Л.В. Стадии формирования молассовых комплексов Кавказского сегмента Альпийского пояса // Там же. 1998. № 2. С. 11–16.

5. Mikhailov V.O., Panina L.V., Polino R., Koronovsky N.V., Kiseleva E.A., Smolyaninova E.I. Evolution of the North Caucasus foredeep: constraints on the analysis of subsidence curves // Tectonophysics. 1999. № 307. P. 361–379.

В.В. Параев¹, В.И. Молчанов², Э.А. Еганов²

Галацентризм – как современная концепция геологической истории Земли

1. Геологическая история Земли разделяется на эры на основе повторяющихся фаз тектогенеза, эпох различного типа осадконакопления, наблюдающейся периодизации в 50–70 млн лет изменений климата, вымираний и новых видообразований в органическом мире. Выяснение природы цикличности процессов долговременного масштаба – одна из актуальных задач теоретической геологии, имеющая при том большое практическое значение. Так, современное глобальное потепление, озаботившее научную общественность и широко обсуждаемое в СМИ, обычно привязывается к земным пертурбациям или даже антропогенному воздействию на природу. Однако проведенный анализ глобальных

¹ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, г. Новосибирск, Россия

геологических циклов и катаклизмов в фанерозое [1] показал, что частные оледенения (потепления) нельзя отождествлять с «зимами нашей планеты». Частные оледенения (потепления) длительностью даже в несколько десятков тысяч лет на фоне глобальной зимы (лета), продолжительностью в несколько десятков миллионов лет, выглядят не более чем отдельные, особо морозные (или с оттепелью) дни обычной зимы на Земле. Объяснение причин наступления глобальной зимы или глобального лета выходит за рамки идей геоцентризма и требует переоценки парадигмы самой концепции.

2. Ответственными за мотивацию развития Земли до недавнего времени считались внутрипланетные силы, которые связывались с неисчерпаемостью энергии в ее ядре и мантии. Построение таких моделей кроется в исходной *геоцентрической* ориентации развития естествознания в целом. По словам Ф. Энгельса: *«вся наша официальная физика, химия и биология исключительно геоцентричны, рассчитаны только для Земли»* [2, с. 205]. Исходя из этих предпосылок, все естествознание формировалось по сути в рамках *геоцентрической концепции*. Идеи геоцентризма не противоречили имеющимся наблюдениям и экспериментальным данным. Все достижения геологии, как в познании строения планеты, так и в понимании процессов развития земного вещества (включая живое), обязаны своим рождением именно геоцентрической концепции.

3. Закономерности глобальной тектоники, изменений климата, критической смены в органическом мире, типов осадконакопления и осадочного рудообразования в истории Земли происходят, как правило, с периодичностью в десятки миллионов лет. Они уверенно фиксируются традиционными методами геологии и геофизики. Вместе с тем, анализ причинно-следственной зависимости однозначно указывает на очевидное несоответствие разноплановых геологических событий долговременного масштаба и на ограниченность возможностей их объяснений в рамках геоцентрической концепции. Появилась острая необходимость в пересмотре основополагающей парадигмы самой геоцентрической концепции. 4. Начиная с учения В.И. Вернадского о биосфере и работ А.Л. Чижев-

4. Начиная с учения В.И. Вернадского о биосфере и работ А.Л. Чижевского о влиянии солнечной активности на развитие организмов, наступает заметный перелом тенденций в сторону учета влияния внешних по отношению к Земле факторов. Все чаще стали появляться работы с ориентацией на *гелиоцентризм*. *Гелиоцентрическая концепция* опирается на ведущую роль солнечной энергии – основу всех земных процессов – и обладает большими возможностями в объяснении широкого круга явлений. Экзогенные процессы, протекающие в биосфере и в гипергенезе, однозначно зиждутся на усвоении солнечной энергии. Несомненно, Солнце в истории Земли играет ключевую роль. Оно – центральное тело планетной системы, один из главных источников энергии геологических процессов. Вместе с тем, если частные оледенения (потепления) еще как-то можно связать с динамикой активности нашего светила, то катаклизмы долговременного масштаба никак не вписываются в данную парадигму.

5. При развитии взглядов о внеземных факторах, был разработан принцип взаимодействия геосфер, основанный на идеях В.И. Вернадского о взаимосвязи генезиса воздушного кислорода с эквивалентным захоронением органического вещества, разработан метод расчета кислородного баланса [3]. По содержанию органического углерода в осадочных комплексах фанерозоя выявлена периодичность в 50–70 млн лет, отражающая как масштабы накопления органических остатков в недрах, так и выработку биогенного кислорода при фотосинтезе. Расчетные данные баланса генерации биогенного кислорода, нанесенные на стратиграфическую шкалу геологического времени, определили глобальные геологические циклы (ГГЦ), растянувшиеся до 170 млн лет [4]. По аналогии с годовой сезонностью на Земле ГГЦ соответствует «планетарному году», включающему периоды глобального похолодания (зима с резким спадом генерации биогенного кислорода) и глобального потепления (лето с буйным расцветом кислородпроизводящей флоры).

Продолжительности глобального летнего и зимнего сезонов примерно равны (по 50–70 млн лет). Они разделены кратковременными (10–20 млн лет) периодами «глобального межсезонья» (весна, осень). Таким образом, в рамках концепции взаимодействия геосфер в фанерозое выделяются три полных ГГЦ (как три полных планетарных года), четвертый – кайнозойский – соответствует началу нового ГГЦ (т.е. одному сезону планетарного года). Графическое их изображение и обоснование всех расчетов приведены в [1, 3, 4]. Планетарные события и катаклизмы в истории Земли, отражённые в ГГЦ как глобальные сезоны, имеют периодичность в десятки миллионов лет. Процессы такого диапазона не увязываются ни с какими известными геологическими причинами, – нет внутренних (земных) источников энергии такой периодичности. Они не находят объяснения также и в рамках концепции гелиоцентризма. Науке пока не известна активность Солнца (в качестве главной первопричины) с периодичностью в десятки миллионов лет.

6. Вполне очевидно, что проблема природы периодичности ГГЦ не может решаться без учета пространственного положения Земли и ее подчиненной роли в ряду других космических объектов, слагающих структуру Мироздания. В научной литературе стала активно обсуждаться тема *галактического года*. Исследователи направили свои взоры в сторону *концепции галацентризма*. Периодичность в десятки миллионов лет глобальных событий, кардинально меняющих историю Земли,

однозначно указывает на то, что они являются лишь геологическим отражением астрофизической цикличности и неоднородности внутренней структуры Млечного Пути. Важным элементом галацентрической концепции становятся вопросы о природе устойчивого ритма повторяющихся фаз тектогенеза, эпох определенного типа седиментации, наблюдаемой периодизации в 50–70 млн лет изменений климата, великих вымираний и новых рождений в растительном и животном мире. Выделяемые в стратисфере различного рода ритмы, фазы, эпохи, этапы преобразований земного вещества с периодичностью в десятки миллионов лет этимологически мы назвали *геогалами*.

Геогал – это временной отрезок *галактического* цикла, измеряемый планетарным событием, вещественное содержание которого отражено в *геологической* летописи. Геогалами являются практически все геологические события долговременного и планетарного масштаба. Наиболее выразительными элементами галацентрической концепции служат геогалы тектонической, климатической и биогенной природы. Подробнее о геогалах см. [5, 6].

7. С позиций представлений о геогалах, кайнозойский период как глобальный зимний сезон подошел к концу. Наступает кайнозойская весна, сопровождающаяся (как любой переломный период) различного рода «капризами» – аномальными явлениями в природе. Признаки ее начала ознаменовались достаточно резким (в масштабе геологического времени) глобальным потеплением, мощными тайфунами и ураганами, небывалыми ливнями и наводнениями, активностью дремлющих вулканов, интенсивностью землетрясений, заметной миграцией в северные широты южных форм растительности и животного мира, участившимися случаями обнаружения неизвестных науке новых видов живых организмов.

Выводы. 1. Галацентризм определяет ритм геологических процессов (критических событий глобального масштаба) в циклах орбитального движения Земли в составе Солнечной системы. 2. Принципы ГГЦ позволяют адекватно воспринимать историю развития Земли как функцию внутрисистемного галацентризма. 3. Эволюция земного вещества (история Земли) – это не только планетарный геобиологический, но, прежде всего, галактический процесс.

Литература

1. Параев В.В., Молчанов В.И. Глобальные геологические циклы и катаклизмы в фанерозойской истории Земли // Поиск математических закономерностей Мироздания: Избр. тр. IV Сибир. конф. по мат. пробл. физики пространства-времени сложных систем (ФПВ – 2002). Т. 2. Новосибирск: Ин-т математики им. С.Л. Соболева СО РАН, 2004. С. 73–89. 2. Энгельс Ф. Диалектика природы. М.: Политиздат, 1975. 359 с.

3. *Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В.* Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеводородной оболочки во взаимодействии внешних геосфер // Вестн. ОГГГГН РАН. 2000. Вып. 3 (13). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h dgggms/3-2000/trophimuk.htm#begin

4. Молчанов В.И., Параев В.В. Фанерозойская история взаимодействия геосфер (в развитие творческого наследия академика А.Л. Яншина) // Вестн. ОГГГГН РАН. 2000. Вып. 4 (14). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h dgggms/4-2000/geos.htm#begin

5. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. О теории эволюции органического мира, её проблемах, мотивации и движущих силах // Вестн. ОНЗ РАН. URL: <u>http: //www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2006/scpub-</u> <u>1 anons anons.htm</u>

6. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Проблема метрики геологического времени с позиций внутрисистемного галацентризма // Философия науки. Новосибирск: Ин-т философии и права. 2007. № 2(33). С. 81–107.

А.М. Петрищевский¹

Новые данные о глубинном строении Байкальского рифта

На протяжении многих лет у большинства исследователей Восточно-Сибирского региона преобладает мнение, что Байкальский рифт представляет собой типичную раздвиговую структуру, образовавшуюся в кайнозое на месте палеозойского структурного шва, разделяющего Северо-Азиатский кратон и Амурскую плиту [3]. Границы и осевая зона рифтогенной структуры определяются главным образом по полю сейсмичности и взаимному расположению кайнозойских депрессий (рисунок). Однако, наряду с классическими признаками кайнозойских рифтов (линейными впадинами, высокой сейсмичностью и аномалиями теплового потока), Байкальский рифт характеризуется рядом нетипичных характеристик, остающихся, за редким исключением, без достаточного внимания и объяснения. К ним относятся: отстутствие кайнозойского базальтоидного магматизма и ясно выраженного линейного сокращения мощности коры в осевой зоне рифта [3, 7]; значительное юго-восточное смещение валообразного поднятия астеносферного слоя от оси рифта [1, 6]; резкая асимметрия рельефа дна озера Байкал [3]; высокая продольная

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Биробиджан, Россия

неоднородность и крутой изгиб рифтовой системы; многочисленные мезозойские приразломные впадины, субпараллельные кайнозойским депрессиям на северо-востоке и на юго-восточном обрамлении Байкальского рифта, далеко за пределами Монголо-Охотской складчатой системы.

Формализованная оценка жесткости тектонических масс в земной коры и верхней мантии Забайкалья до глубины 100 км по распределениям градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий, эквивалентных элементарным звездным массам с квазиизометричным поперечным сечением [4], подтвердила существующие данные о диспозиции и асимметрии глубинных и приповерхностных элементов рифтовой системы [1, 6] и обнаружила плотностные неоднородности в земной коре и верхней мантии, поперечные к ее простиранию. Полученные данные объясняют специфичные особенности Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и дают основание для уточнения ее происхождения и эволюции.

Так же, как и в близлежащих районах Верхнего Приамурья и Южной Якутии [5], глубинный разрез тектоносферы Забайкалья характеризуется существованием двух слоев пониженной вязкости, отображаемых минимумами градиентов плотности: подкорового и астеносферного, разделяемых слоем «нормальной» жесткой мантии, что в общих чертах соответствует сейсмическим и геоэлектрическим данным [1, 3, 6]. Третий, внутрикоровый, слой с нарушенными реологическими свойствами, регистрируемый сейсмическими наблюдениями в интервале глубин 12-20 км на восточном отрезке БРЗ [3], в формализованных гравитационных моделях проявлен только на ограниченных участках (южный Байкал, Чаро-Олекминский отрезок БРЗ) и в целом плохо диагностируется ввиду его малой мощности. По полученным данным, подкоровый вязкий слой на глубинах 35–55 км простирается в юго-восточном направлении на рас-стояние 150–200 км от приповерхностной границы БРЗ (см. рисунок, Н = 25 и = 35 км) и полого погружается в том же направлении (см. рисунок, разрез). Столь же асимметрично относительно приповерхностных контуров рифтовой системы располагается поднятие астеносферного слоя в верхней мантии, отображаемое широким минимумом градиентов плотности, которое осложнено поперечным жестким блоком (максимумом градиентов плотности) в Чаро-Витимском междуречье, резко меняющим простирание рифта (см. рисунок, Н = 60 км). Гравитационная асимметрия глубинных и поверхностных структур хорошо согласуется с сейсмической и тепловой моделями разреза тектоносферы по профилю «Катанга–Шилка» [1].

В нижнекоровых срезах 3D-модели градиентов плотности (на глубинах 25 и 35 км, см. рисунок) БРЗ отображается зоной интенсивных мак-



Рисунок. Карты-срезы объемной модели градиентов плотности тектоносферы Забайкалья на глубинах: H = 25, 35 и 60 км с разрезом А-Б

I – изолинии градиентов поверхностой плотности условных слоев, 10⁻¹ г / см² / км; 2 – Байкальская рифтовая зона (БРЗ); 3–5 – Охотской складчатой системы (7); 8 - изопахиты мощности земной коры [7]; 9, 10 - скоростные границы: Мохоровичича (9) и эпицентры землетрясений с магнитудами: > 6 (3), 4+6 (4), < 4 (5); 6, 7 – впадины: кайнозойские (6) и мезозойские вне Монголопрочие (10); 11 – сейсмический волновод; 12 – глубинные разломы симумов – индикаторов повышенной жесткости тектонических масс, совпадающей с поясом высокой сейсмичности. Как и на астеносферном уровне, осевая зона рифта нарушена поперечными корово-мантийными структурами северо-западного простирания (поднятиями подкорового вязкого слоя), расчленяющими его на три прямолинейных отрезка, соответствующих расположению Байкальской впадины, Муйского хребта и межгорных впадин Алданского щита.

Тектоническая интерпретация формализованных гравитационных моделей тектоносферы Забайкалья приводит к выводу, что Байкальский рифт имеет более длительную геологическую историю, чем это предполагается большинством исследователей, и представляет собой не раздвиговую зону, а зону отщепления Байкало-Витимского супертеррейна от Северо-Азиатского кратона, заложившуюся в краевой части астено-сферного поднятия (плюма?). Асимметричный профиль рельефа дна озера Байкал [3], так же как и смещение от оси рифта глубинных плотностных неоднородностей (см. рисунок), является признаком односторонней направленности рифтогенных процессов: от границ Северо-Азиатского кратона на юго-восток и юг в обрамляющие структуры. Су-дя по распределению эпицентров землетрясений (преобладающая глу-бина залегания которых составляет 10–20 км) и разрезам градиентов плотности, эти процессы ограничены верхним слоем земной коры до глубины 20-25 км и они вряд ли связаны с конвективными течениями, спредингом или диапиризмом в верхней мантии, а скорее всего обу-словлены гравитационными, или ротационными, срывами и соскальзыванием горных сооружений и верхнекоровых тектонических пластин в прилегающие к кратону районы Байкало-Витимского супертеррейна. Горизонтальные перемещения горных масс и коровых пластин облегча-лись существованием внутрикорового и подкорового вязких слоев. Как и любые другие геологические процессы, рифтообразующие процессы имели, по-видимому, циклично-направленный характер, при котором периоды отрыва и соскальзывания чередовались с периодами торможения и сжатия тектонических масс, приводивших к образованию горных хребтов, а в настоящее время – обусловливающих интенсивные возды-мания земной поверхности со скоростью 10–15 мм / год вблизи юговосточных границ и внутри Байкальского рифта [2].

Современный центр мантийной геодинамической активности Забайкалья, выраженный в уменьшении скорости сейсмических волн и электрического сопротивления, увеличении региональной составляющей теплового потока [1, 3, 6] и уменьшении градиентов плотности (см. рисунок), располагается под Ангаро-Витимским батолитом. Насколько связано современное состояние верхней мантии с палеозойскими выплавками гигантских объемов гранитоидных магм (последние из которых имеют пермский возраст) – предстоит выяснить в будущем, однако уже сейчас можно заметить, что Байкальский рифт имеет много общего с рифтами Восточной Африки, при формировании которых значительную роль играли односторонние смещения восточных бортов рифтов по внутрикоровым срывам [8]. Пониманию глубинных механизмов образования и эволюции Байкальского рифта, объясняющих асимметрию и относительные горизонтальные смещения его мантийных и коровых структур, могут способствовать: признание возможности длительного (250–350 млн лет) существования (или многократной активизации?) Забайкальского астенолита и соответственно более раннего времени заложения Байкальской рифтовой системы, либо – обнаружение более широкого присутствия мезозойских гранитов в Ангаро-Витимском батолите.

Литература

1. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. 224 с.

2. Карта современных вертикальных движений земной коры Дальнего Востока и Восточной Сибири / Ред. Ю.П. Никитенко М-б 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1983.

3. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2001. 251 с.

4. *Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.

5. Петрищевский А.М. Плотностная неоднородность литосферы юговосточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 566–583.

6. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.

7. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Земная кора и ее изостатическое состояние в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 304–316.

8. *Morley C.K.* Extension, Detachments, and Sedimentation in Continental Rifts (with particular reference to East Africa) // Tectonics. 1989. V. 8, N 6. P. 1175–1192.

Моделирование открытых геологических систем и принцип локального действия

Компьютерное моделирование начинает играть заметную роль, становясь одним из направлений геологических исследований. Представляется, что в ближайшем будущем это направление может стать ведущим. Обязательным условием компьютерного моделирования является четкое определение необходимых и достаточных условий, которым должна отвечать модель изучаемого объекта, и строгая формулировка задач, решаемых средствами компьютерного моделирования. На повестку дня вновь ставятся проблемы, связанные с поиском наиболее общих принципов, позволяющих, по образному выражению И. Ньютона «объяснить как можно больше фактов как можно меньшим числом положений». В формальных дедуктивно-аксиоматических теориях принципы такого рода играют роль определяющих аксиом.

Впервые принципы, претендующие на роль «надзаконов», сформулированы философами-диалектиками. В 60-70-е годы прошлого столетия поиск всеобщих универсальных принципов осуществлялся в рамках системного анализа, общей теории систем и других направлений, волновавших в то время умы многих ученых в самых разных областях знания. В последние десятилетия поиск указанных принципов осуществляется в рамках синергетики – теории открытых динамических систем. К числу принципов, имеющих всеобщее значение, безусловно относят: принцип независимости от системы отсчета, экстремальные принципы (наименьшего действия, наименьшего времени, максимальной энтропии и т.д.), принципы сохранения (энергии, массы, объема). Фигурируют также принцип минимума информации и принцип симметрии [1, 3] и, реже, – принцип локального действия, на который автор предлагает обратить пристальное внимание. Суть этого принципа сформулирована в третьей аксиоме У.Нолла в рамках тории определяющих соотношений рациональной механики сплошных сред [7].

Попробуем изложить ее смысл неформально и в самом общем виде. Изучая поведение системы, необходимо учитывать ее связь со своим окружением – внешностью. Между системой и внешностью осуществляется взаимодействие: всякое изменение в системе вызывает реакцию внешности, а изменения во внешности вызывают изменения в системе.

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

В то же время, изучая конкретный объект, невозможно учесть все процессы, происходящие за его пределами. Разрешить эти противоречия помогают два положения:

1)из всех процессов, происходящих во внешности, можно выделить процессы, которые непосредственно связаны с изучаемым объектом, и рассматривать их таким образом, как будто других процессов не существует;

2) всякое воздействие тела на внешность не беспредельно и по мере удаления от него убывает, становясь, начиная с некоторого места, исчезающе малым.

Это позволяет, изучая конкретный объект и представляя его как открытую систему, выделить область, за пределами которой влияние изучаемого объекта отсутствует или пренебрежимо мало, а происходящие там процессы не сказываются на поведении системы. Данный принцип использован Д.С. Коржинским в разработанной им теории открытых систем с вполне подвижными компонентами [4]. Эта тория позволила применить законы равновесной термодинамики к изучению неравновесных систем, что послужило основой моделирования в петрологии [1].

При моделировании тектонических процессов, точнее кинематики тектонических движений, принцип локальности можно выразить в виде утверждения, что для каждого объекта B и его внешности B^e существует поверхность (область влияния тела B), объемлющая B и включенная в B^e , внешняя граница которой остается неподвижной при любых движениях в B [5]. Заметим, что при решении некоторых задач механики принимаются допущения, позволяющие, по сути, игнорировать указанный принцип. При инженерных расчетах это оправдано, но при изучении движений, происходящих в геологическом пространстве, заполненном телами с близкими, или, по крайней мере, сопоставимыми свойствами, может привести к серьезным логическим ошибкам. Используя же принцип локальности при моделировании тектонических процессов можно прийти к интересным выводам. Продемонстрируем это на примере системы: впадина – плечевое поднятие.

Формированию осадочных бассейнов в условиях рифтогенеза посвящены многочисленные работы. Разработано несколько моделей образования депрессий, из которых наиболее популярными являются модель чистого сдвига Д. Маккензи, простого сдвига Б. Вернике, неоднородного растяжения М. Коварда и др. (Л.И. Лобковский, А.К. Худолей). Во всех моделях обсуждаются возможные механизмы образования впадин. Большое внимание уделяется геологическим процессам, вызвавшим рифтогенез и, как следствие, образование депрессии. Во всех моделях вопрос о том, как влияет формирование депрессии на окружающее геологическое пространство, не ставится и не обсуждается. В то же время давно отмечен тот факт, что, многие впадины ограничиваются продольными плечевыми поднятиями. Внимание исследователей, занимавшихся проблемой плечевых поднятий, сосредоточено на приричинах и механизме воздымания (термальное воздымание, перетекание литосферного вещества, утонение литосферы, образование листрического сброса и т.д.) [2, 7].

Между тем, за рамками обсуждения оказывается то обстоятельство, что образования впадины и обрамляющих ее поднятий представляют собой взаимосвязанные процессы. Это утверждение прямо вытекает из законов сохранения и принципа локальности. Постараемся обосновать его.

Формирование осадочных бассейнов представляет собой сочетание эндогенных и экзогенных процессов, приводящих к возникновению депрессией, заполненных осадочными и (или) вулканогенными породами. К эндогенным процессам относятся в первую очередь тектонические движения, обусловливающие образование системы поднятий и прогибов – областей сноса и осадконакопления. Экзогенные процессы приводят к эрозии поднятий, транспортировке продуктов разрушения и накоплению их в виде осадков в прогибах.

Анализируя тектоническую составляющую, мы исходим из того, что количество вещества литосферы постоянно. В таком случае дефицит массы и, следовательно, объема, возникающий на месте пригибания, должен быть компенсирован поднятиями: масса вещества в образовавшихся поднятиях должна соответствовать дефициту массы в депрессии. Если принять условие сохранения объема, то объем впадины должен соответствовать объему поднятий. Под объемом впадины подразумевается фигура, ограниченная снизу ложем впадины, а сверху – поверхностью уровня, относительно которого произошло погружение. Говоря о поднятиях, мы имеем в виду максимально возможное поднятие, которое могло бы образоваться за счет вытесненного материала, если бы не происходило их эрозии. Из принципа локальности следует, что ширина поднятия должна быть сопоставима с шириной впадины. В таком случае при моделировании формирования впадин целесообразно оценивать и параметры сопряженных плечевых поднятий.

В первом приближении соотношения между высотами виртуальных поднятий, параметрами впадины и области влияния можно определить с помощью элементарных формул:

$$L_{f} \cdot H_{f} = L_{u} \cdot H_{u},$$
$$L_{f} + L_{u} = L,$$

где L — ширина границы влияния; L_f — ширина впадины; H_f — глубина впадины; L_u — ширина плечевого поднятия; H_u — высота плечевого поднятия.

Более обоснованные расчеты должны учитывать дополнительные параметры, отражающие характер сочленения впадины с поднятием, возможный тип затухания влияния впадины на окружающее пространство и т.д.

Изучение экзогенных процессов, приводящих к заполнению впадин осадочным материалом, состоит в определении положения источников сноса; оценке общего объема эродированного вещества; количества вещества, накопленного во впадинах; количества обломочного материала, вынесенного за пределы изучаемой территории, и количества вещества, рассеянного в результате химического выветривания. В полном объеме анализ такого рода требует постановки специальных исследований в области седиментологии и палеоклиматологии и других специальных дисциплин. Тем не менее, в молодых континентальных впадинах приблизительная оценка баланса вещества может быть произведена при сопоставлении результатов моделирования тектонических движений с современным рельефом и данными о литологическом составе отложений, заполняющих впадины. В первом приближении объем осадков во впадине должен соответствовать разнице между рассчитанным объемом поднятого вещества и фактическим.

Литература

1. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.

2. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

3. *Князев А.А.* Восемь лекций по синергетике (Элективный курс). Саратов: СГТУ, 2003. 76 с.

4. *Коржинский Д.С.* Термодинамические потенциалы открытых систем и пример их применения в геохимии // Изв. Сектора физ.-мат. анализа. 1949. Т. 19. С. 355–456.

5. *Петров А.Н.* Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 130 с.

6. *Трусделл К*. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.

7. *Худолей А.К.* Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов: Учеб. пособие. СПб., 2004. 84 с.

Новые данные о возрасте начала уральской коллизии

Геологическое строение Уральского подвижного пояса во многом определяется позднепалеозойской уральской коллизией, в процессе которой сформировался крупный компрессионный ороген [1]. Строение позднепалеозойского Уральского орогена, характеристика связанных с ним магматических, осадочных и метаморфических формаций, его тектонической архитектуры, рассмотрены во многих публикациях. Целью данного исследования является получение надежных геологических, изотопно-геохронологических и геофизических данных о времени начала коллизионных процессов. В качестве реперной точки начала коллизионного процесса можно принять компрессионное событие, одновременно проявившееся на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и в пределах Восточно-Уральских террейнов. В качестве объектов исследования выбраны метаморфические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Салатимский глаукофансланцевый пояс) и Восточно-Уральской мегазоны (Салдинский гранулит-гнейсовый комплекс), из которых были отобраны образцы для изотопно-геохронологических исследований. Определение концентраций и изотопного состава Sm, Nd, Rb, Sr выполнено масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с предварительным кислотным разложением и дальнейшим анализом с помощью прецизионного мультиколлекторного анализатора Finnigan MAT262.

Салатимский пояс глаукофансланцевого метаморфизма протягивается на 600 км в зоне Главного Уральского разлома на Северном и Приполярном Урале [2, 5]. Он представляет собой полосу шириной в несколько километров, включающую узкие (первые метры, реже – первые десятки метров) субмеридионально-вытянутые зоны развития щелочных амфиболов, эпидота, стильпномелана, жадеита, лавсонита, реже – граната, среди хлорит-серицит-кварцевых, альбит-эпидот-актинолит-хлоритовых, углеродисто-серицит-кварцевых сланцев. Парагенезисы глаукофансланцевого метаморфизма развиваются в ордовикских метапелитах и метабазальтах раннепалеозойского склона Восточно-Европейского палеома-

¹ ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» (УГСЭ), Екатеринбург, Россия

² Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³ Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия ⁴ ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция» (БГЭ), г. Заречный, Свердловская область, Россия

терика (саранхапнерская и хомасьинская свиты ордовика), субокеанических базальтах основания Тагильской палеоостроводужной системы (пальникшорская и выйская свиты позднего ордовика), а также в блоках и пластинах разделяющего их меланжа. Характерна неравновесность, блоковость состава зерен амфибола: часто в пределах одного зерна составы варьируют, к примеру, от винчита до кроссита или магнезиорибекита [5]. Это может свидетельствовать об относительной кратковременности метаморфического события. Нами выполнено Sm-Nd датирование минеральных фракций из двух образцов. Первый взят из керна скв. 2259, расположенной в 1.3 км западнее вершины горы Большой Салатим и представлен магнетит-альбит-эпидот-амфиболовым метабазальтом хомасьинской свиты среднего ордовика. В результате изотопно-геохронологических исследований получена Sm-Nd изохрона (MSWD=0.73) по эпидоту, магнетиту, амфиболу и породе в целом, определяющая возраст 370±35 млн лет, $T_{\rm DM}$ = 499 млн лет. Второй образец отобран из штока метаморфизованных биотит-амфибол-двуполевошпатовых монцонитов ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70415$) в правом борту долины р. Крив Вагранский (левый приток р. Вагран). Шток залегает среди метабазальтов хомасьинской свиты и порода в целом. Магматическая бурая роговая обманка в этих породах замещается сине-фиолетовыми амфиболами глаукофан-магнезиорибекитового ряда, плагиоклаз – соссюритовым агрегатом, калиевый полевой шпат – мусковитом. Полученная Rb-Sr эррохрона (MSWD=3.4), определяемая как модель III Д. Йорка [10] дает возраст 367±15 млн лет.

Салдинский метаморфический комплекс расположен на восточном склоне Среднего Урала, в западной части Восточно-Уральской мегазоны. В составе Салдинского блока можно выделить бродовский комплекс, включающий гранатсодержащие плагиогнейсы, амфиболиты, гранат-клинопироксеновые амфиболиты и гранатовые клинопироксенолиты; пряничниковский комплекс двупироксеновых габбро и габброамфиболитов, тектонически перекрываемых пластинами силурийских сланцев ромахинской толщи [6]. Возраст метаморфитов Салдинского комплекса ранее считался архейским, поскольку в его составе присутствуют парагенезисы гранулитовой фации, а также известны протерозойские α-Pb датировки цирконов из гнейсов и гранулитов [3]. Выполненные в рамках программы «Европроба» и ГДП-200 анализы цирконов из метаморфических пород методом Кобера [9], а также U-Pb методом по мультифракциям [4] показали подавляющее преобладание палеозойских датировок, полученных по цирконам, часто неоднозначна по причине присутствия большого количества разновозрастных генераций, от-

ражающих различные магматические, гидротермально-метасоматические и метаморфические события, мы выполнили датирование главного метаморфического события Sm-Nd методом изотопного разбавления по мономинеральным фракциям породообразующих минералов. Исследованию подверглись два образца горных пород, наиболее характерных для Салдинского комплекса – гранат-клинопироксеновых гранулитов и биотит-амфиболовых плагиогнейсов. Амфиболсодержащий плагиоклаз-гранат-клинопироксеновый гранулит был отобран по р. Тагил, ур. Пря-ничниково. Значение ε_{Nd} в образце составляет +5.8; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70361– 0.704238, что соответствует сильно деплетированному источнику без примеси сиалического корового вещества. По результатам ранее проведенных исследований [6,8], эта порода была сформирована в условиях высокобарической гранулитовой фации – T=850–950°C, Р – более 10 кбар. Микрозондовые исследования показали отсутствие отчетливо выраженной зональности в составе минералов, что свидетельствует о равновесности парагенезиса; его возраст должен соответствовать возрасту гранулитового метаморфизма. Получена Sm-Nd эррохрона по гранату, клинопироксену, плагиоклазу и валовому составу гранулита из Салдин-ского метаморфического комплекса (MSWD = 2.0) – 370±38 млн лет. Образец биотит-амфиболового плагиогнейса отобран на берегу р. Тагил, в 1 км вверх по течению от устья р. Линевка. ε_{Nd} в образце составляет +5.2; $T_{DM} = 572$ млн лет. Полученная эррохрона (MSWD = 2.03) по фракциям плагиоклаз+кварц, биотит+амфибол и породе в целом составляет 372±22 млн лет.

Соответствие значений абсолютных возрастов глаукофансланцевого метаморфизма комплексов континентального склона Восточно-Европейского палеоматерика и палеозойского Уральского палеоокеана, тектонически совмещенных в зоне Главного Уральского разлома и высокобарических гранулитов Салдинского блока Восточно-Уральской мегазоны, свидетельствует, на наш взгляд, о формировании их в рамках одного тектонического события. Таким событием, очевидно, была аккреция Восточно-Уральских террейнов к окраине Еврамерийского палеоматерика и начало уральской коллизии.

рика и начало уральской коллизии. На возможность аккреции в девонское время восточных блоков Северного и Среднего Урала к окраине Восточно-Европейского палеоматерика независимо указывают палеомагнитные данные. Формирование Еврамерийского континента сопровождалось поворотом Уральского региона против часовой стрелки, в результате которого последний занял приэкваториальное положение [7]. Окраина палеоконтинента сместилась на 5.2±2.9° с.ш. – 7.6±4.4° с.ш., средние части палеодуг Тагильской на 5.6±8.6° с.ш. и Магнитогорской на 9.1±4.6° с.ш., Восточно-Уральская мегазона на $1.7 \pm 7.7^{\circ}$ с.ш. — $6.2\pm4.5^{\circ}$ с.ш. Позднедевонское время (граница франского и фаменского веков) на Среднем и Северном Урале маркируется формированием олистостромы в зоне ГУР, прекращением вулканизма островодужного типа в Тагильской мегазоне (живетфранская базальт-андезит-дацитовая формация, лимкинская толща) и началом накопления мощной грубообломочной молассоидной толщи (лозьвинская свита). В пределах Восточно-Уральской мегазоны также присутствуют фаменско-турнейские грубообломочные полимиктовые осадки (арамильская толща), перекрывающие франские островодужные вулканиты (маминская толща).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.

2. Карстен Л.А. Геология метаморфических комплексов в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1989. 189 с.

3. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 148 с.

4. Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов В.А. и др. Цирконология и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса // Ежегодник-2000 ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 191–196.

5. *Петров Г.А.* Метаморфизм зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале и его геодинамические аспекты // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: УГИ, 1992. С. 58–71.

6. Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М., Шмелев В.Р. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урала) // Геология и металлогения Урала. ОАО УГСЭ, 2000. С. 66–93.

7. Петров Г.А., Сяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.

8. *Русин А.И*. Высокобарический метаморфизм Салдинского комплекса // Ежегодник-1998 ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С. 70–78.

9. Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G. Paleozoic amphibolitegranulite facies magmatic complexes in the hinterland of the Uralide Orogen // Inter. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 21–39.

10. *York D.* Least-squares fitting of a straight line with correlated errors // Earth and Planet. Sci. Lett. 1969. V 5. P. 320–324.

Глубинное строение континентальной окраины Приморье – Японское море по сейсмическим данным

В настоящей работе изложены результаты интерпретации сейсмических профилей, полученных в 60-е годы, по новой методике, разработанной на Геологическом факультете МГУ [3]. Два профиля пересекают Приморье и северную часть Японского моря. Это профиль 25 (Тадуши – хребет Богорова – Японское море), примерные координаты концов профиля 44.2° с.ш. 135.7° в.д. – 41.3° с.ш., 137.7° в.д., и профиль 26 (Тадуши – возвышенность Витязя – Японское море) [2]. Длина профилей 350 и 280 км, соответственно. Профили имеют общую наземную часть, где были расположены четыре сейсмические приемные станции. Взрывы производились только в море. Расстояния между взрывами составляли 5–10 км. Профиль 26 имеет продолжение на суше в виде профиля 1 (Спасск-Дальний – Тадуши) [1]. Эти два профиля были рассмотрены как один непрерывный профиль 1+26. Примерные координаты концов единого профиля – 44.6° с.ш., 129.2° в.д. – 44° с.ш., 138.8° в.д.

Геология. Район исследований охватывает Сихотэ-Алинь Приморья, континентальный склон и Японское море. Регион Сихотэ-Алиня окаймляет древнюю континентальную окраину Азии, представленную здесь Ханкайским массивом, и сложен породами различного возраста (палеозой-мезозойского до неокома включительно) и генезиса (океанические, окраинно-морские и островодужные комплексы). В геологическом строении Японского моря участвуют два комплекса: докайнозойский консолидированный фундамент и кайнозойские осадочные отложения и вулканические образования. Открытие Японского моря как задугового бассейна произошло в миоцене. Это выразилось в образовании зоны спрединга, которая располагается в центральной части моря. По результатам анализа геомагнитных аномалий японскими учеными выделены в Японском море два центра спрединга: один – в Японской котловине, другой – во впадине Ямато.

Метод интерпретации. Годографы преломленных волн обработаны и интерпретированы с применением метода однородных функций. Основы метода изложены в [3]. Пакет программ ГОДОГРАФ реализует автоматическую интерпретацию годографов преломленных волн для

¹ Геологический факультет Московского Государственного Университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

сложно построенных сред, в условиях, когда горизонтальные и вертикальные изменения скорости могут быть очень значительными. Априорная информация при этом не требуется.

Автоматически вычисленные глубинные разрезы представляют собой поле скорости, заданное в узлах прямоугольной сетки. Это поле скорости содержит информацию о границах раздела и тектонических нарушениях. Чтобы выявить границы раздела и разломы, поле скорости представляется как поверхность с оттененным рельефом (рис. 1, 2). При освещении сверху границы первого рода (скорость на границе раздела увеличивается скачком сверху вниз) выглядят как светлые линии. Инверсионные границы раздела (скорость уменьшается скачком сверху вниз) выглядят как темные линии. Разломы обнаруживаются на разрезе как темные или светлые линии в зависимости от угла наклона и направления смещения. Изображение поля скорости в виде поверхности мы совмещаем с полем изолиний скорости (тонкие линии на рис. 1, 2). Это дает возможность видеть, как изменяется скорость в слоях разреза и оценить величины градиента скорости. Сечение изолиний скорости постоянное и составляет 0.5 км/с. Полученные автоматически разрезы лишены какоголибо субъективизма, так как никакая априорная геологическая информация не используется. На долю интерпретатора остается связать полученные на разрезе слои с тем или иным геологическим объектом.

Профиль 1 Спасск-Дальний – Тадуши в Приморье и профиль 26 в Японском море. По общему профилю получен детальный разрез суша-море до глубины 40 км, на котором можно проследить, как океаническая кора Японского моря сочленяется с континентальной корой Сихотэ Алиня (см. рис. 1).

Структуры, разделяющие океаническую и континентальную кору, располагаются внутри зоны, образованной разломами, падающими в разные стороны под углами 15–25° в районе побережья (пикеты 240–280 км). Здесь выделяются области пониженных скорости и градиента скорости.

стороны под углами 15–25° в районе побережья (пикеты 240–280 км). Здесь выделяются области пониженных скорости и градиента скорости. Океаническая кора и мантия отличаются высокими скоростями и градиентами скорости. Мощность консолидированной коры в западной части профиля составляет 20 км. Скорости в верхней мантии, которая выделена здесь на глубинах от 20 до 35 км, изменяются от 7.5 до 9.5 км/с. Третий слой коры мощностью 8–10 км (скорости от 7 до 8 км/с, низкий градиент), образуя уступы, погружается в сторону суши от глубины 12 км на западе до глубины 30 км в центральной части профиля. Мощность второго слоя океанической коры (скорости от 5.2 до 7.5 км/с, градиент повышен) возрастает на интервале профиля 390–330 км с запада на восток от 9 до 22 км. Это может свидетельствовать об акреции слоев коры в процессе субдукции океанической литосферы.



Рис. 1. Сейсмический разрез по профилю 1+26 (Спасск Дальний – Японское море)

1, 2 - континентальная кора: 1 - нижняя, 2 - верхняя; 3, 4 - слои океанической коры: 3 - третий (III), 4 - второй (II); 5, 6 области повышенных (5) и пониженных (6) скоростей; 7 – изолинии скорости





Мощность двухслойной континентальной коры уменьшается от 35 км на западе до 16 км вблизи побережья. Нижняя кора выделена на основании постоянства градиента скорости и общего наклона изолиний скорости (скорости изменяются от 6.6 до 7.8 км/с). Нижняя кора разбита разломами на блоки и, следовательно, по-видимому, является хрупкой. Подошва нижней коры (резкая инверсионная граница раздела) поднята по разломам до глубины 15 км в зоне сочленения океанической и континентальной коры.

Подошва верхней коры резко выделяется как инверсионная непрерывная граница, она залегает на глубинах от 15 км на востоке до 8 км вблизи побережья. Верхняя кора (скорости изменяются от 6 до 7 км/с) отличается сложными деформациями. Пологие разломы разделяют кору на блоки. В районе Даубихинской зоны и борта Ханкайского массива прослеживается рифтовая структура, в основании которой лежит крупное тело (магматическое?) с аномально высокими скоростями от 6.8 до 7.2 км/с. Фундамент выделяется на глубинах от 3 до 5.5 км.

Профиль 25. Профиль в большей своей части располагается в глубоководной котловине Японского моря и пересекает хребет Богорова. На разрезе профиля 25 (рис. 2) выделяется ярко выраженная спрединговая структура с центром в районе хребта Богорова. Непосредственно под дном моря отчетливо прослеживаются три слоя океанической коры, обозначенные на рисунке римскими цифрами I (v = 3–6 км/c), II (v = 6–6.5 км/с) и III (v = 6.5–8 км/с). Мощность коры в районе хребта Богорова (от дна моря до уровня v = 8 км/с) составляет около 13 км. Второй слой является слоем с пониженным градиентом скорости.

Второй и третий слои океанической коры разбиты на блоки, характерные для зон спрединга, размерами около 40 км. В центральной части зону спрединга на глубинах 17–30 км подстилает мощная область пониженных значений сейсмических скоростей – астеносфера. Скорость понижена в некоторых частях астеносферы на 0.5 км/с относительно вмещающих пород. Возможно, это магматические очаги. От центра спрединговой структуры в сторону Сихотэ-Алиня блоки третьего слоя океанической коры (скорости 6.5–8.2 км/с) круто погружаются под континент до глубины 35–40 км, блоки образуют крупные надвиги по листрическим разломам с углами наклона около 15°.

На западе профиля вблизи Приморья выделена континентальная кора с низкими сейсмическими скоростями и мощностью коры 35 км. Верхняя мантия на глубинах от 35 до 40 км обладает скоростями от 8 до 9 км/с.

Полученные на исследованных профилях структуры согласуются с геологическими наблюдениями.

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. М.: Наука, 1976. 89 с.

2. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Ред. С.М. Зверев, Ю.В. Тулина. М.: Наука, 1971. 285 с.

3. *Piip V.B.* 2D inversion of refraction traveltime curves using homogeneous functions // Geophys. Prospecting. 2001. V. 49. P. 461–482.

Э.М. Пинский¹

Роль энергии космического вакуума в балансе теплового потока Земли

1. Проблема баланса современного теплового потока Земли. Первопричиной тектонических явлений на планете Земля является энергия геотермического потока, суммарная мощь которого составляет в настоящее время 44,3 ТВт (ТВт = тераватт, 10¹² Вт) [8]. Ряд специалистов [4, 5] считают, что все известные сегодня источники энергии Земли поставляют только около половины энергии наблюдаемого теплового потока, а источник другой половины неизвестен. Но существует и иная точка зрения, согласно которой нет необходимости искать причины дефицита в балансе теплового потока и главным источником внутреннего тепла Земли является процесс гравитационной дифференциации, столь мощный, что генерирует в настоящее время 89% эндогенной энергии [2]. Согласно предположению О.Ю. Шмидта, большая доля гравитационной дифференциации получена в результате того, что Земля образовалась за счет гомогенной аккреции холодного протопланетного облака.

Однако сценарий гомогенной аккреции уверенно заменен в последние годы моделью гетерогенной аккреции [6]. В отличие от прежних представлений, в гетерогенной модели предполагается, что к моменту нуклеосинтеза, давшего начало формированию около 4.7 млрд лет назад Солнечной системе, уже существовали дифференцированные родительские массы. Центром консолидации Земли были крупные реликтовые фрагменты типа железных астероидов размерами с Луну и Марс. Неза-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

долго до завершающей стадии формирования Земли на нее упало тело с массой Марса (около 11% массы Земли). Общая масса крупных «зародышей» составила не менее 25% массы современной Земли, что сопоставимо с 70–80% массы современного ядра. С учетом этих данных, вклад гравитационной дифференциации в энергетический баланс, рассчитываемый по параметрам роста ядра, в гетерогенной модели уменьшается почти в 4 раза, по сравнению с оценкой гомогенной аккреции. Подтверждением умеренной роли ядра Земли в генерации тепловых потоков являются данные сейсмической томографии и результаты численных экспериментов особенностей тепловой конвекции. Оказалось, что только 20% полного тепла поступает снизу из ядра, а 80% генерируется внутренними источниками в мантии [3].

В итоге, использование модели гетерогенной аккреции и учет решения уравнений тепломассопереноса однозначно указывают на существенный дефицит в общем балансе тепловой энергии Земли, при суммировании известных в настоящее время источников энергии. По нашей оценке, непознанные источники тепла эндогенного потока поставляют 19.9 ТВт, что равняется 45% суммарной тепловой мощности Земли.

2. Новые фундаментальные открытия в космологии. При поисках источников энергии для планеты обращают на себя внимание новые открытия в космологии. В современной космологической картине мира обычной вещественной составляющей материи (атомы и их соединения – звезды, планеты, галактики и пр.) принадлежит лишь $4.2 \pm 0.5\%$ энергии. Остальное – темная материя (скрытая масса) – $20 \pm 4\%$ и темная энергия – $76 \pm 4\%$ [7, 9]. Благодаря открытию (отмеченного Нобелевской премией за 2006 г.) анизотропии реликтового излучения стало ясно, что во Вселенной происходят постоянные неравновесные процессы. В спектре реликтового излучения возникает избыток энергии. Механизм возникновения этой дополнительной энергии остается загадкой.

Нам представляется, что проблема неизвестного источника эндогенной энергии Земли и проблема неоднородности реликтового излучения взаимосвязаны. Обратим внимание на другой впечатляющий результат современной астрофизики. Он заключается в признании особого хода расширения Вселенной, отклоняющейся от закона Хаббла. Расширение непостоянно, но не только не замедляется, напротив того, – оно ускоряется с течением времени, о чем свидетельствуют наблюдения светимости удаленных сверхновых звезд. Считается, что это ускоренное расширение Вселенной обусловлено существованием «темной энергии» неспособной собираться в сгустки, т.е. участвовать в гравитационном взаимодействии так, как это происходит с обычным веществом и темной материей. Таким образом, в космическом вакууме, благодаря темной энергии, возникает свойство антигравитации.

Нам представляется весьма перспективными идеи электромагнитной Вселенной [1], согласно которым в основе всех взаимодействий в природе лежат электромагнитные составляющие и между объектами существует обмен энергией на всех частотах спектра электромагнитного поля. Наличие эффекта антигравитации и существование в спектре реликтового излучения неоднородностей может быть увязано друг с другом в случае признании гипотезы взаимосвязанного уменьшения гравитационных сил за счет изменения соотношений темной массы и темной энергии (антигравитации) и увеличения сил электромагнитного поля в ходе развития Вселенной. Такой подход позволяет по-новому проинтерпретировать природу космологического красного смещения.

3. Природа красного смещения. Наиболее широко распространенная интерпретация метагалактического красного смещения связана с эффектом Допплера, обусловленного разбеганием Галактик. Допплерэффект представляет собой увеличение длины волны монохроматического компонента спектра источника излучения в системе отсчета наблюдателя (λ) по сравнению с длиной волны этого компонента в собственной системе отсчета (λ_0). При этом параметр смещения $Z = (\lambda - \lambda_0) / \lambda_0$ не зависит от длины волны и зависит от расстояния до далеких галактик. Чем дальше от нас какая-то галактика, тем раньше испущен дошедший до нас сейчас свет, тем сильней красное смещение. Представляется, что природа красного смещения сложнее чисто кинематической трактовки эффектом Допплера, не меньшую роль играет особая космологическая составляющая, выражающаяся в эволюционном изменении энергетических ресурсов элементарных частиц.

ских ресурсов элементарных частиц. Наша гипотеза заключается в том, что эффект красного смещения есть результат по крайней мере трех разных физических механизмов: 1) эффекта Допплера, связанного с пекулярным движением вещества галактик; 2) эффекта гравитационного красного смещения при движении фотона в неоднородном гравитационном поле и 3) собственно космологическим эффектом увеличения энергии волны электромагнитного поля в связи с ослабляющим воздействием антигравитации (рост «темной энергии») и необходимостью соблюдения закона сохранения энергии. Прямым следствием принятой модели является признание того, что в ходе времени благодаря флуктуациям в вакуумной среде дипольных пар элементарных частиц и античастиц электронная оболочка атомных структур насыщается дополнительной энергией. С усилением сил электромагнитного поля электроны, оставаясь на той же орбите, но с добавленной поглощенной из космического вакуума энергией, вынуждены излучать большее количество волн. Другими словами, в космологическом прошлом спектр излучения каждого атома был смещен относительно современного состояния в длинноволновую (красную) часть, а эффект Допплера служит лишь дополнительным вкладом в наблюдаемый феномен.

4. Оценка энергетики насыщения электронной оболочки атомов. Возраст видимой части Вселенной составляет 13.7 ± 0.2 млрд. лет. За пределами расстояния в 13.7 млрд световых лет атомы не излучают видимый свет, поэтому в оптический телескоп все объекты далее этого расстояния не видны. Весь диапазон видимого света от фиолетового до красного занимает часть спектра в 380 нм. В нашей трактовке за промежуток времени в 13.7 млрд лет произошло насыщение дополнительной энергией всего спектра видимого света, что вызвало вырождение длинноволновой части спектра с скоростью 380 нм / $13.7\cdot10^9$ лет = $2.774\cdot10^{-8}$ нм/год.

Энергия одного кванта электромагнитного излучения (е) пропорциональна частоте излучения, Гц (v) е=h·v, где h – постоянная Планка. При переходе от красной части спектра к фиолетовой каждый атом приобретает энергию 1.63 эВ. Однако мы должны учесть, что полный эффект красного смещения обязан трем разным физическим механизмам. Собственно космологическая часть (без учета эффекта Допплера и гравитационного красного смещения) отвечающая за реальные энергетические изменения составляет, очевидно, лишь около 1/3 общей величины красного смещения, что соответствует энергии 1.63 эв х 0.3 \cong 0.5 эВ. Так как этот процесс приобретения энергии растянут на 13.7 млрд лет, то в пересчете на один год каждый атом вещества Вселенной обогащается энергией на 0.5 эВ/13.7·10⁹ лет =3.6·10⁻¹¹ эВ/год. Зная вес Земли и ее средний атомный вес несложно оценить общее число всех атомов Земли –1.058·10⁵⁰. Мощность тепловой энергии, получаемой Землей за счет космологического усиления электромагнитного поля Вселенной, будет равна – 1.058·10⁵⁰·3.6·10⁻¹¹ эВ/год = 3.8·10³⁹ эВ/год = 19.2 ТВт.

Сопоставив число 19.2 ТВт с числом 19.9 ТВт, характеризующим мощность неизвестных тепловых источников интегрального теплового потока Земли, с учетом оценочного характера приведенных расчетов, приходим к выводу об удовлетворительном совпадении теоретических и эмпирических данных. Таким образом, увеличивающуюся в ходе космологического времени энергию электромагнитного излучения атомов (энергию химических связей, «лучистую» энергию планеты, радиационный теплообмен) можно рассматривать как весьма существенный компонент энергетики Земли и всех атомных структур.

Указанный эффект позволяет пересмотреть проблему «тепловой смерти» Вселенной. Среди многообразных геотектонических следствий
укажем на новую возможность понимания причин геодинамической асимметрии Тихоокеанского и Индо-Атлантического полушарий, механизма формирования глобальных астеносфер в средней и нижней мантии и др.

Литература

1. Копылов И.П. Электромагнитная Вселенная. М.: МЭИ, 1999. 86 с.

2. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 203–222. (Тр. ГИН РАН; Вып. 565).

3. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами. // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.

4. *Francis P.* Volcanoes. A Planetary Perspective. N.Y.: Oxford University Press Inc., 1993. 443 p.

5. *Gilat A., Vol A.* Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // J. Sci. and Engineering B. 2005. V. 2, Issue 1/2. P. 125–167.

6. Origin of the Earth and Moon // Eds. R. Canup, K. Righter. Univ. Arizona Press, Space Science Series, 2000. 555 p.

7. Sadoulet B. Particle Dark Matter in the Universe: At the Brink of Discovery? // Sciece. 2007. № 5. P. 61–63.

8. Turcotte D.L., Shubert G. Geodynamics. Cambridge Univ. Press, 2002. 456 p.

9. Turner M.S. Quarks and the Cosmos // Science. 2007. №5. P. 59-61.

В.Я. Подгорный¹, Г.З. Гильманова²

Трехмерные модели распределения плотности в зоне Тайваньской коллизии

Зона коллизия северо-западного угла океанической плиты Филиппинского моря с континентальной окраиной Азии в районе о-ва Тайвань, известная как Тайваньская зона коллизии, является одним из сложных тектонических и геодинамических звеньев Западно-Тихоокеанской переходной зоны континент—океан. В сферу этого геодинамического узла входят трог Окинава и вулканические островодужные системы: Рюкю

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

на северо-востоке и Лусон на юго-востоке. Для понимания глубинных процессов, внимание исследователей обращено преимущественно на изучение и построение глубинной структуры всей толщи земной коры. Накоплен большой объем геолого-геофизической информации в виде фактических и аналитических данных. Обоснованы достаточно стройные гипотезы, как по отдельным локальным аспектам, так и по общим представлениям о геодинамике, сопровождаемые построениями на их основе гипотетических, механических и физико-математических моделей. Все эти результаты исследований являются материалом, который может быть использован для построения целостной структуры Тайваньской зоны коллизии и вмещающего ее окружения. Базой для формиро-

Все эти результаты исследований являются материалом, который может быть использован для построения целостной структуры Тайваньской зоны коллизии и вмещающего ее окружения. Базой для формирования такого представления о глубинной структуре и динамике этого региона могут стать модели, основанные на различных геотектонических и геофизических факторах и явлениях. Следует обратить внимание, что при геодинамических построениях подавляющим числом исследователей под термином «плита» рассматривается только земная кора, в то время как в Глобальной тектонике плит имеется в виду плита как *литосферная* толща. Упрощенный подход облегчает построения и позволяет уйти от многих механических и физико-химических проблем, которые неизбежно возникают, если изгибать всю литосферную толщу. Аналогичная ситуация проявляется и при многих геофизических модельных построениях, когда рассматривается абстрактная литосфера, т. е. литосфера, не ограниченная снизу, и модель фактически представлена корой с дополнением характеристики подкоровой (или верхней) мантии *вообще*.

строениях, когда рассматривается аострактная литосфера, т. е. литосфера, не ограниченная снизу, и модель фактически представлена корой с дополнением характеристики подкоровой (или верхней) мантии *вообще*. В целом, проблема определения глубины и рельефа подошвы литосферы актуальна, особенно в морских и океанических акваториях. Опыт гравитационного моделирования показывает, что там, где есть возможность ограничить литосферу снизу, появляется возможность извлечь больше информации о плотностном строении самой литосферы и, соответственно, о взаимоотношении коры и литосферной мантии, а также получить характеристику подстилающей ее среды.

больше информации о плотностном строении самой литосферы и, соответственно, о взаимоотношении коры и литосферной мантии, а также получить характеристику подстилающей ее среды. Тайвань представляет собой активную, молодую, сложно построенную тектоническую структуру. Как островное сооружение и слагающие его тектонические структуры, остров сформировался на Китайской пассивной окраине Евразийского континента в области нажима северозападного угла океанической плиты Филиппинского моря. Вектор давления со стороны океана имеет ССЗ направление со скоростью около 8 см/год относительно континента и является главной движущей силой геодинамических процессов в этом регионе. Тайваньский орогенный пояс является результатом сильного латерального сокращения коры и быстрого подъема его центральной части. Одновременно с ним развивался

Западно-Тайваньский передовой прогиб. Высокая сейсмичность в пределах острова и прилегающих акваторий свидетельствует о высоком уровне активности тектонических процессов. Об этом говорит также высокий температурный градиент в центральной части Тайваньского орогена.

Зона Тайваньской коллизии – это Лусон-Тайваньский сегмент границы конвергенции (столкновения) Филиппиноморской и Евразийской плит. В пределах острова она совпадает с тектонической зоной, выраженной морфологической структурой Продольная Долина, которая представляет собой тектонический шов между океанической плитой Филиппинского моря и континентальной окраиной Азии. Южнее коллизионной зоны океаническая кора Южно-Китайского моря субдуцирует вдоль Манильского желоба под островную дугу Лусон, расположенную на западной окраине Филиппинской плиты. У восточного побережья северной части острова океаническая Филиппинская плита субдуцирует вдоль желоба Рюкю под островную дугу Рюкю и континентальную плиту.

В пределах зоны Тайваньской коллизии авторами выполнено гравитационное моделирование по четырем профилям. Два из них имеют субмеридиональное простирание и расположены по разные стороны подводного хребта Гагуа, являющегося морфологической границей между бассейном Хуатанг и Западно-Филиппинской котловиной. Эти профили пересекают с севера на юг трог Окинава, островодужную систему Рюкю и прерываются соответственно в Западно-Филиппинской котловине и в бассейне Хуатанг. Третий профиль проходит от побережья континентального Китая в юго-восточном направлении через Тайваньский пролив, о-в Тайвань, бассейн Хуатанг, хребет Гагуа и заканчивается в Западно-Филиппинской котловине. Четвертая линия моделирования начинается в Южно-Китайском море и простирается субширотно в восточном направлении, пересекая Манильский аккреционный клин, вулканическую дугу Лусон, южное окончание бассейна Хуатанг, хребет Гагуа и заканчивается в Западно-Филиппинской котловине. Несложно отметить, что все моделируемые профили одним концом расположены в пределах Филиппинской океанической плиты. Противоположные же окончания и срединные части каждого профиля находятся в специфических тектонических и геологических обстановках.

Несмотря на относительно редкую сеть модельных разрезов, полученный материал позволяет дать представление о трехмерном распределении плотности, обобщив его в двух моделях: двухслойной – литосфера, подстилаемая астеносферой, и трехслойной, в которой литосфера представлена земной корой и ее мантийной частью.

Двухслойная модель. Астеносфера. Вычисленная эффективная плотность астеносферы изменяется максимально от 3.15 г/см³ под Вос-

точно-Китайским морем, расположенным на континентальной литосфере, до 3.27 г/см³ под литосферой островной дуги Рюкю и междугового бассейна Нанао. Обращает на себя внимание полоса повышенной плотности, 3.26 г/см³ на фоне 3.25 г/см³, которая вытянулась неправильной дугой в северо-западном направлении. Она плавно окаймляет северо-западный выступ Филиппинской океанической плиты. Под вулканической дугой Лусон и о-ва Тайвань эта полоса имеет ширину около 60–70 км и, подстилая литосферу островодужной системы Рюкю, расширяется почти до 200 км. Пониженная плотность астеносферы отмечается под Южно-Китайским и Восточно-Китайским морями.

Литосфера. Плотность литосферы изменяется в пределах от 2.96 г/см³ – в районе Восточно-Китайского моря до 3.30 г/см³ – в области Филиппинского. Самой высокой плотностью обладает океаническая литосфера Филиппинского моря: 3.30 г/см³ – Западно-Филиппинской котловины и 3.24–3.25 г/см³ – бассейна Хуатанг. Самой низкой плотностью отмечена литосфера южной окраины Восточно-Китайского моря, 2.96 г/см³. Литосфера Южно-Китайского моря характеризуется средними значениями плотности, 3.15 г/см³. Плотность литосферы на остальном пространстве меняется от 3.02 г/см³ до 3.10 г/см³. При этом, наиболее общирную площадь, включающую Тайваньский пролив и о-в Тайвань, занимает литосфера с плотностью 3.07 г/см³.

Трехслойная модель. Разделение литосферы на две примерно равные по вертикальной мощности толщи обнаруживает высокую их дифференциацию и плотностную контрастность по латерали и различие плотностного строения. Совпадение плотностных неоднородностей с тектоническими структурами дает основание использовать их контуры для экстраполяции плотностных границ между линиями моделирования. Вычисленная плотность литосферной мантии изменяется от 3.20 до 3.49 г/см³. Наибольший ее контраст установлен под островом Тайвань. Проекция области минимальной плотности узкой лентой простирается вдоль острова, примерно в границах Центрального хребта, от п-ова Хенгчун до СВ побережья (city Ilan), вмещая разлом Лишан (Lishan). Детальное моделирование земной коры с учетом ее сейсмической расслоенности [1] позволило идентифицировать эту узкую низкоплотную неоднородность как проявление глубинной плотностной структуры тектонического шва Продольная Долина на границе между океанической и континентальной литосферой. Здесь зоне низкой плотности отвечает также интенсивная положительная гравитационная аномалия в свободном воздухе. На продолжении этой зоны к востоку узкой полосой прослеживается плотностная неоднородность в южной части трога Окинава. Плотность ее в восточном направлении возрастает, вероятнее всего, линейно, до 3.26 г/см³ и, далее, до 3.33 г/см³. Под средней и северной частями трога Окинава литосферная мантия также имеет пониженную плотность (3.27-3.30 г/см³). Высокоплотная часть этой толщи (3.39-3.49 г/см³) расположилась под о-вом Тайвань, несколько выходя за его СЗ и ЮВ границы. Плотность подкоровой мантии под Южно-Китайским морем и Западно-Филиппинской котловиной – 3.34-3.36 г/см³. Пониженной плотностью выделяется литосферная мантия Тайваньского пролива, в среднем около 3.33 г/см³.

Земная кора обладает повышенной плотностной дифференциацией и контрастностью. Редкая сеть плотностных моделей затрудняет уверенную корреляцию неоднородностей между ними. Сами неоднородности хорошо коррелируют с известными тектоническими структурами и их геологическими особенностями. Максимальной контрастностью характеризуется океаническая кора (2.60–3.05 г/см³), а наименьшей – кора Тайваньского пролива (2.76–2.78 г/см³) и Восточно-Китайского моря (2.69–2.73 г/см³). Плотность коры острова возрастает с СЗ на ЮВ от 2.74 до 2.86 г/см³. Наибольшей плотности отвечает кора метаморфического комплекса Тананао, слагающего Центральный хребет, и северного окончания островной дуги Лусон, прилегающей к тектоническому шву Продольная Долина.

Авторы полагают, что использование полученного материала даст положительный импульс в концептуальных геотектонических построениях глубинной структуры Тайваньской зоны коллизии.

Литература

Гильманова Г.З., Подгорный В.Я. Гравитационная модель литосферы о. Тайвань (по профилю Тайваньский пролив – о. Тайвань – Западно-Филиппинская котловина) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, №3. С. 34–45.

В.Ф. Подурушин¹

Пермский остаточный океанический бассейн на месте северного мегаблока Западно-Сибирской плиты

Образование складчато-надвигового сооружения на Севере Урала (Северный + Приполярный + Полярный Урал) обычно связывают с кол-

¹ ОАО «ВНИИзарубежгеология», Москва, Россия

лизией Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского палеоконтинентов [1, 3, 6, 7]. Считается, что предварительно кора Уральского палеоокеана между Восточно-Европейским и Сибирским кратонами была полностью субдуцирована. На ее месте на территории Западной Сибири рисуют континентальную кору Ханты-Мансийского массива, вошедшего в состав композитного Сибирско-Казахстанского палеоконтинента.

Альтернативная гипотеза предполагает наличие позднепермского остаточного океанического бассейна на площади северного мегаблока Западно-Сибирской плиты (ЗСП) к северу от Сибирских увалов [4, 5]. Анализ современных и более ранних публикаций представил новые подтверждения этой версии.

1. Восточно-Европейский и Сибирский кратоны нигде не соприкасаются и разделены многими сотнями километров [1, 2].

2. Современные изотопные датировки опровергают докембрийский или хотя бы раннепалеозойский возраст фундамента «Ханты-Мансийского массива». Для «байкальских» массивов фундамента ЗСП получены цифры от 360–385 до 253 млн лет, соответствующие среднедевонскопозднепермскому интервалу геохронологической шкалы. Таким образом, гранитоиды в фундаменте ЗСП продолжают к северу «гранитную ось Урала», сформированную в процессе герцинской коллизии [2].

3. Фаза складчатости, широко известная на границе карбона и перми Среднего и Южного Урала, в северных уралидах не проявилась даже регионально [9].

4. Коллизионное сооружение Южного – Среднего Урала имеет дивергентное строение («структура цветка» или «пальмового дерева»), которая на Севере Урала сменяется системой покровов и складок монотонной западной вергентности. Очевидно, в последнем случае материал складчато-надвигового сооружения не раздавливался между двумя крупными континентальными массами. Видимо, он представляет собой продукт обдукции аккреционной призмы и Тагильской островной дуги на опущенный край Восточно-Европейского кратона. Кора островной дуги, обладая относительно малой массой и неглубокими корнями, была вынесена горизонтальным мантийным потоком на наклоненную навстречу ей континентальную окраину, попутно смяв и сдвинув отложения континентального склона и подножия.

Из сказанного следует, что к востоку от причлененной к Восточно-Европейскому кратону Тагильской дуги в пермском периоде продолжал существовать источник двигавших ее сил. Таким источником в мобилистской тектонике считается спрединг, образующий срединно-океанический хребет и обрамляющую его океаническую кору. Крупный фрагмент этой коры, возможно, сохранился под мощным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом и создал гравитационную аномалию в Пур-Тазовском блоке ЗСП [3]. Северная половина описываемого бассейна занимала место современной акватории Южно-Карской впадины [8].

Закрытие рассматриваемого бассейна представляло собой сложный геодинамический процесс, продолжавшийся на протяжении конца поздней перми – начала раннего триаса [4].

Запаздывание коллизионных процессов на Севере Урала относительно его среднего и южного сегментов связано не с «косой» коллизией Восточно-Европейского кратона и Казахстано-Сибирского континента [6], а с отсутствием в пермском периоде такой коллизии на Северном, Приполярном и Полярном Урале.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 227 с.

2. Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Ерохин Ю.В. Модели строения и формирования складчатых поясов и смежных осадочных бассейнов (на примере Урала и Западной Сибири) // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 266–271. (Материалы XI Тектонич. совещ.; Т. 1).

3. Костюченко С.Л. Западно-Сибирский бассейн: Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского, Лаптевых и севера Сибири (м-б 1:2 500 000). М.: ИЛ РАН, 1998. С. 48–63.

4. Подурушин В.Ф. Геодинамическая эволюция фундамента Западно-Сибирской плиты в поздней перми – триасе // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 80–83. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).

5. Подурушин В.Ф. О геодинамике фундамента Западной Сибири в уфимском и казанском веках поздней перми // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. №5. С. 15–18.

6. Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчато-надвигового пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. №5. С. 66–75.

7. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 225 с.

8. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования современной структуры Арктики // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 122–130.

9. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 285 с.

Иерархичность и соподчиненность вращательных процессов Космоса и Земли – базовые факторы современных геодинамических моделей

Анализ огромного числа публикаций, появившихся в отечественной и зарубежной научной печати за последние 450–500 лет, позволяет сделать вывод, что различные аспекты развития нашей планеты, связанные с теми или иными проявлениями вращательных процессов и в «эфирном» Космосе и в твердой Земле, постоянно привлекали, привлекают и, можно смело предполагать, еще долго будут привлекать к себе внимание исследователей самых разных геологических школ, специализаций и направлений[12, 42].

Так, уже в работах Н. Коперника (1473–1543), И. Кеплера (1571– 1630) и Р. Декарта (1596–1650) было показано, что именно вращательное движение может рассматриваться как «характерное свойство всей Вселенной» [4].

Причем, настолько характерное, что впоследствии именно на базе вихревой космогонии была разработана небулярная гипотеза, известная ныне под именами И. Канта (1724–1804) – П. Лапласа (1749–1827).

В XVIII в. большое значение вращательным процессам в развитии Земли придавали Э. Галлей (1656–1742), Ж.Л. Бюффон (1707–1788) и Б. Герман[12]; в XIX-ом, в начале которого (1815 г.) французский физик Ж.Б. Био (1774–1862) установил существование право- и левовращательных веществ, Бушпорн (1849 г.), Ш.Шредер (1856 г.), Е. Быханов (1877 г.), Г. Веттштейн (1880 г.) и другие исследователи [12] высказывали различные идеи о влиянии вращательных движений на развитие Земли; в XX – в геологической печати стали постоянно появляться конкретные данные о роли и значении вращательных движений в структурировании литосферы, т. е. твердой оболочки Земли [1–11, 13, 14, 16, 17, 19, 23, 24, 33, 38–40, 44, 46, 49].

Начало XXI в. отмечено повышенным интересом к данной проблеме, что отразилось в материалах XXXV Тектонического совещания (2002 г.), практически каждый седьмой доклад которого был посвящен обсуждаемой теме [28], и XL – юбилейного – Тектонического совещания (2007 г.), в программу которого ротационная проблематика была включена отдельной строкой [31], а также выходом в свет двух сборников статей, по

¹ Геологический факультет Московского Государственного Университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

сути – коллективных монографий: «Вихри в геологических процессах» (Петропавловск-Камчатский, 2004 г.) [4] и «Ротационные процессы в геологии и физике» (Москва, 2007 г.) [33], в которых опубликованы результаты исследований различных аспектов данной проблемы отечественными и зарубежными учеными.

Осознание и понимание важности данной проблемы было особо подчеркнуто в докладе В.Е. Хаина (открывшем XL Тектоническое совещание), в котором были рассмотрены «Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления» [41], а из четырех главных вопросов первым был рассмотрен вопрос о том, «что является определяющим мотором в динамике и развитии нашей планеты, – внутренние, эндогенные, источники энергии или внешние по отношению к ней факторы» [с. 324–325], среди которых был указан: «прежде всего, ротационный фактор, связанный с вращением Земли...» [там же, с. 325], на значение которого «давно и настойчиво указывали многие исследователи, но с появлением теории тектоники литосферных плит он как бы был отодвинут на задний план и лишь в последние годы вновь стал привлекать к себе внимание»[там же].

Анализ многовекового обмена мнениями между исследователями разных школ и направлений [3–5, 8, 10, 13, 15, 18, 20–22, 25, 26, 34–37, 43, 45, 47, 48], а также собственные исследования автора [1, 27, 29, 30, 32] свидетельствуют о том, что современные геодинамические модели и построения не могут не учитывать такие базовые факторы, как:

а) прямое влияние орбитального обращения Земли вокруг Солнца на формирование ее современного облика и особенностей глобальной структуры;

б) собственной ротации Земли – на образование разномасштабных линейных образований (неоднородностей, деформаций, дислокаций);

в) тектонического вращения отдельных блоков – на развитие также разномасштабных сдвигово-ротационных и ротационно-сдвиговых структур [30].

Можно полагать, что учет влияния иерархичности и соподчиненности вращательных процессов Космоса и Земли на закономерности и особенности ее развития существенно повысит адекватность геодинамических моделей и построений.

Литература

1. *Авдонин А.В., Полетаев А.И.* Ротационные структуры Присонгкёлья (Северный Тянь-Шань) // Нетрадиционные вопросы геологии: Тез. докл. VI науч. семинара. М., 1998. С. 24–25.

2. *Анохин В.М.* Глобальная дизъюнктивная сеть земли: строение, происхождение и геологическое значение. СПб.: Недра, 2006. 161 с.

3. Быханов Е.В. Астрономические предрассудки и материалы для составления новой теории образования солнечной системы. Ливны, 1877.

4. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. 297 с.

5. Воронов П.С. Ротационные силы земли как важнейший фактор ее сдвиговой тектоники // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет Земной группы. СПб.: Наука, 1997. С. 421–435.

6. Гайдалёнок О.В. Линеаментная тектоника и ротация Крыма // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики: Девятые Горшковские чтения. М.: МГУ, 2007. С. 27–29. (Материалы конф.)

7. Гирдлер Р.В. Роль смещений и вращательных движений в образовании впадин Красного моря и Аденского залива // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.

8. *Глуховский М.3.* Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии / Геотектоника. 2005. №6. С. 3–18.

9. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Университет, 2005. 496 с.

10. Дарвин Дж.Г. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. М.: Наука, 1965. 252 с.

11. Желобаев А.А., Кочев Д.З., Махорин А.А., Полетаев А.А. Скрытые линейные нарушения Прибрежного района Сирии и их роль в деструкции земной коры // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 227– 230. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).

12. *Иогансон Л.И.* Ротационные факторы тектогенеза – история вопроса и современное состояние // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 495–512.

13. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И. Ротационные структуры земной коры // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзорная информация. Вып. 5. М.: ВИЭМС, 1990. 42 с.

14. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.

15. *Кочемасов Г.Г.* Обращение и вращение – два фундаментальных волновых свойства небесных тел // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 263–267.

16. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 448 с.

17. Ли Сыгуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 129 с.

18. Личков Б.Л. К основам современной теории Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 120 с.

19. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

20. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир, 1964. 384 с.

21. *Мелекесцев И.В.* Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые аспекты ее применения // Проблемы эндогенного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.

22. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 40–44. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 2).

23. *Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. №4. С. 43–60.

24. Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. №1. С. 21–50.

25. Одесский И.А. Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования. СПб.: Пангея, 2004. 27 с.

26. *Павленкова Н.И.* Вращение оболочек Земли как причина глобального тектогенеза // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 70–73. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

27. Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная мотивация структурной эволюции Земли // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 104–107. (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 2).

28. Полетаев А.И. Проблема ротогенеза в докладах и материалах XXXV Тектонического совещания // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики: Четвёртые Горшковские чтения. М.: МГУ, 2002. С. 22–27. (Материалы конф. М.: МГУ, 26 апреля 2002 г.).

29. Полетаев А.И. Ротационная тектоника земной коры // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 97–100. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).

30. Полетаев А.И. Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 102–107. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

31. Полетаев А.И. «Роль ротационного и космического факторов» в источниках сил и энергетике тектогенеза (в докладах XL Тектонического совещания) // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики: Девятые Горшковские чтения. М.: МГУ, 2007. С. 49–55. Материалы конф. М.: МГУ, 26 апреля 2007 г.)

32. Полетаев А.И., Авдонин А.В., Котов Ф.С. Девиантные структуры – как индикаторы ротационных движений земной коры / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Первые Горшковские чтения. М.: МГУ, 1999. С. 19–21. (Материалы конф. М.: МГУ, 26 апреля 1999 г.)

33. Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. 525 с.

34. Сигачева Н.Н., Шейнкман А.Л. Спиралевидно-скручивающие движения – механизм самоорганизации геологического пространства: Тезисы 21-й Генеральной ассамблеи Междунар. Союза геодезии и геофизики. Колорадо, 1995.

35. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев, Наук. думка, 1972. 181 с.

36. Стовас М.В. Неравномерность вращения Земли как планетарно-геотектонический и геоморфологический фактор // Геол. журн. АН УССР, 1957. Т. 17, вып. 3.

37. *Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В.* Волновая ротационно-упругая тектоника планет // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 271–278.

38. *Тяпкин К.Ф.* Изучение разломных и складчатых структур докембрия с позиций новой ротационной гипотезы // Тихоокеан. геология. 1984. №4. С. 82–93.

39. Уломов В.И. О вращательной составляющей геодинамических движений в Центральной Азии // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3: Материалы Всерос. совещ. «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты» (Иркутск, ИЗК СО РАН, 20–23 сентября 2005 г.). Иркутск, 2005. С. 89–92.

40. Фузайлов И.А., Черных Б.П., Магазинер М.А. Связь ротационной тектоники с магматизмом на примере одного из районов Западного Узбекистана // Узб. геол. журн. 1983. №3. С. 8–12.

41. *Хаин В.Е.* Главные противоречия современной геотектоники и геодинамики и возможные пути их преодоления // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 324–329. Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

42. Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние и перспективы развития // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 17–38.

43. *Чебаненко И.И., Федорин Я.В.* Об одном новом типе ротационно-тектонических линий в литосфере Земли // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 2. С. 406–409.

44. *Чекунов А.В.* О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн. 1976. Т. 36, №1. С. 123–127.

45. *Darwin G.H.* The Tides and Kindred Phenomena in the Solar System. London, 1898.

46. *Fujiwhara S., Tsujimura T., Kusamitsu S.* On the Earth – vortex, Echelon Faults and allied Phenomena // Gerland Beitrage zur Geophysik, zweite Supple mentband. 1933. P. 303–360.

47. *Kant I.* Geschichte und Naturbeschreibung der merkwurdischen Verfall der Erdbeben welchesam der 1755 einer grossen Teil derschwittert hat, 1756. Kant,s Gesammelte Schriften herausgegeben Von Kon. Preussischen Akademie d. Wissenschaften, Bd. I. Berlin, 1902.

48. Scoppola B., Boccaletti D., Bewis M., Carminati E., Doglioni C. The westward drift of the litosphere: A rotational drag? // GSA Bull.; January / February 2006. V. 118, N 1/2. P. 199–209.

49. Wellman U.M. Active wrench faults of Iran, Afganistan and Pakistan // Geol. Resch. 1966. V. 55, N 3. P. 716–735.

Е.В. Полетаева¹

Количественная характеристика и пространственная ориентировка глубинных разломов Южного Каспия по комплексу сейсмических данных

Южно-Каспийская впадина является центральной частью обширной Южно-Каспийской внутрегеосинклинальной депрессии, охватывающей южную часть Каспийского моря и относящейся к альпийской зоне тектогенеза. Глубинное строение впадины сильно отличается от расположенной севернее платформенной области и обрамляющих ее с юга горных сооружений. Региональные разломы, по которым происходит проседание Южно-Каспийской впадины, играют чрезвычайно важную роль в ее геодинамическом развитии от начала ее формирования до настоящего времени, поэтому выявление и изучение их имеет важное научное и практическое значение.

В этом направлении значительная роль принадлежит сейсмическим методам, в которых определялась тенденция к поискам критериев глубинных разломов [8, 9]. В настоящей статье изложены результаты выявления и трассирования региональных глубинных разломов с использованием сейсмических критериев для обнаружения разломов, на профилях МОВ, ГСЗ и др. (рис. 1). Данные профили опубликованы в работах [1–6].

Рассматривая временной разрез по профилю 2 [2] (см. рис. 1) вдоль западной акватории Южного Каспия, можно отметить широтное простирание изолиний по поверхности консолидированной коры. Здесь четко фиксируется наличие разломов, осложняющих консолидированную кору, и разломов глубинного характера, осложняющих границу

¹ Институт геологии (ИГ) НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан



Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей в Южном Каспии 1 – сейсмические профили, сейсмогеологические разрезы и профили ГСЗ

фундамента, с углами падения 55°-83°. Указанные разломы прослеживаются до глубин более 30 км. Здесь также выделяются разломы, соответствующие круговым разломам, прослеженные как по гравитационным данным, так и по магнитным данным.

Ограничением блока кругового разлома в северо-западной части Южного Каспия служит плоскость разлома с глубиной проникновения более 30 км и южным падением под углом $55^{\circ}-60^{\circ}$, а в юго-западной части – плоскость разрыва с северным падением под углом 60° и амплитудами вертикального смещения $\approx 2-4$ км.

Севернее на участке профиля наблюдается зона повышенных значений граничных скоростей с увеличением скорости примерно на 0.2 км/с, она характеризуется скоростью Vr = 6.8 км/с. По зонам скачков Vr на поверхности фундамента и характеру расположения разделов между отражающими горизонтами с глубиной отмечаются зоны крутых контактов (глубинных разломов), прослеженные до глубин более 30 км, с амплитудой вертикального смещения $\approx 2-5$ км и с углами падения 78°–83°, соответствующие системе разломов южного крыла юго-восточного окончания Большого Кавказа.

Интерпретация временного разреза по профилю 3 [5] (рис. 2, а), пересекающему диагонально Южно-Каспийскую впадину, показала, что разломы, выделенные по смещению отражений, зонам отсутствия отра-



Рис. 2. Фрагменты временного сейсмического разреза вкрест Южно-Каспийской впадины: по профилю 3 (а), по профилю 4 (б)

жений и прерыванию осей синфазности, соответствуют серии разломов: субширотного, северо-западного простирания и северо-восточного, включая и Курдистано-Кубадагскую северо-восточную систему разломов, в которую входит и Карабогаз-Сефидругский разлом. На разрезе от пикетов 180–240 эта система выделяется северо-западным падением под углом 70° – 78° и с амплитудой вертикального смещения $\approx 4-5$ км.

На этом временном разрезе хорошо видно, что в интервале пикетов от 80 до 160 субширотные разломы образуют ступенчатое грабенобразное строение, ограниченное вертикальными нормальными сбросами, с углами падения 83°–90°. Таким образом выделяется ступенчатый рифтовый грабен, образованный в результате горизонтального растяжения. Над этим «слепым» грабеном, сбросы которого не выходят на дневную поверхность, образовалась впадина.

Следует, что глубинный грабен образовался в единой мощной толще горных пород, разломы которого постепенно затухают, вверху доходя до $\approx 15-16$ км, с углами падения $83^{\circ}-90^{\circ}$ и с амплитудой вертикального смещения $\approx 1-3$ км.

По аномальному затуханию волн в зоне разлома и прерыванию осей синфазности, а также по общему изменению волновой картины на временном разрезе (профиль 4) [5] (см. рис. 2, б), пересекающем такие различные зоны, как широтная складчатость, зона поперечной складчатости и Бакинский архипелаг, также можно трассировать разломы северовосточного направления с амплитудой вертикального смещения 2–6 км и с углами падения 78°–82°. В результате растяжения земной коры Каспийского моря на временном разрезе по профилю 4 выделяется ступенчатый рифтовый грабен, где от пикета 140 до пикета 220 наблюдается падение разломов в северо-восточном направлении с углами падения 78°, а от пи-

кета 20 до пикета 140 наблюдается падения разломов в северо-западном направлении с углами падения 78°-82°. Также от пикета 80 до пикета 100 наблюдается раздвиг. Глубина проникновения глубинных разломов ввер-ху 4.5 с (около 9 км), а глубина заложения внизу 14.5 с (ниже 30 км).

На этих временных разрезах хорошо видно погружение Южно-Каспийской впадины по разломам, соответствующим региональным северо-восточным системам разломов.

Это подтверждается и на представленном сейсмогеологическом профиле 5 [4] и по профилю 6 [6], субширотно проходящему через весь Южный Каспий. Отдельные блоки в восточной части профиля ступенчато погружаются по субвертикальным сбросам на запад, в сторону Центральной части впадины под углом 75°-85° с амплитудой вертикального смещения 2-6 км.

В западной части профиля по разрывным нарушениям происходит ступенеобразное погружение блоков фундамента в восточном направле-нии под углом 75°–79° с амплитудой вертикального смещения 2–6 км.

В строении кристаллического фундамента Южного Каспия особое место занимает зона – Южно-Каспийский максимум (массив) Година. В восточной части профиля 6 [6] от пикета 350 до пикета 450 наблюдается воздымание АФ (соответствующие массиву Година). Как видно на временном разрезе, он со всех сторон отделен разрывными нарушениями с угла-ми падения 78°–85° и с амплитудой вертикального смещения в восточной части профиля 2–6 км и с углами падения 78°–79° в западной части. Этот «срединный массив» выступ Година также выделяется по данным гравиметрии, магнитометрии и ГСЗ (профиль 9) [1] в виде кругового разлома.

Приведенные примеры выделенных разломов на этом профиле соответствуют региональным северо-восточным системам разломов, по которым происходит погружение впадины, и кольцевой системе разломов в восточ-ной части профиля, оконтуривающей «срединный массив» выступ Година.

Большую роль также играет информация, полученная при рассмотрении профилей 1, 7 [1] (см. рис. 1), пересекающих Южный Каспий с юго-запада на северо-восток и выходящих на платформенную плиту, где на профиле 7 в виде крупного сброса наблюдается резкое погружение фундамента.

По совокупности этих профилей можно видеть, что граница впадины

Южного Каспия с древней платформой проходит по крупному разлому. Разрез земной коры по профилю 10 [1] проходит по линии от эпигер-цинской платформы до Шамхор-Талышского горста. Как видно на этом профиле, глубинные разломы прослеживаются до глубин более 50 км.

Здесь показаны разломы, пересекающие как осадочную толщу, так и фундамент Южного Каспия, и имеющие различные углы падения и зоны разломов с различным простиранием.

Таким образом, на профилях МОВ, ГСЗ и сейсмогеологических разрезах выявлены глубинные разломы и даны их краткие характеристики. Получены подтверждения выявленных ранее [7] глубинных разломов Южного Каспия по гравимагнитным аномалиям. Дана количественная характеристика глубинных разломов, углы их падения, направления падения, амплитуда разломов и т.д.

Полученные результаты позволили подтвердить, уточнить и детализировать как известные, так предполагаемые глубинные разломы, а также проследить ранее неизвестные разломы, в том числе и кольцевые.

Литература

1. Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, №5. С. 60–67.

2. Геология Азербайджана. Т. 4: Тектоника. Баку: изд-во «Nafta-Press», 2005. 506 с.

3. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку: Азгосиздат, 1965.

4. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра-Бизнесцентр, 2004. 342 с.

5. Исмаил-Заде А.Д., Али-Заде Ак.А., Гулиев И.С. и др. О возможно мантийном характере углеводородных флюидов Южно-Каспийской впадины // Изв. НАН АЗ. Науки о Земле. Баку: Изд-во «Nafta-Press», 2004.

6. *Mamedov P.Z.* Revealing of perspective oil and gas deposits in the South Caspian megabasin by seismic stratigraphy $// 10^{th}$ Petroleum congress of Turkey, 1994.

7. Полетаева Е.В. Построение модели распределения региональных глубинных разломов по геофизическим аномалиям // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 408. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

8. Соллогуб В.Б. и др. Глубинное строение земной коры вдоль меридианного пересечения Черное море – Воронежский массив // Геогр. сб. 1966. Вып. 15.

9. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Т. 2. М.: Мир, 1987.

Тектоника орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа

Среди геологов, изучавших структуру Северо-Западного Кавказа, достаточно прочно укоренилась точка зрения об определяющей роли складчатых дислокаций в строении региона. Картируемые геологической съемкой или вскрываемые скважинами надвиги рассматриваются как второстепенные явления. Считается, что они осложняют крутые крылья складок. Более того, зачастую они описываются как взбросы и даже сбросы. В соответствии со сложившимися представлениями о подчиненности надвигов пликативным дислокациям, на структурных картах они рисуются в виде коротких, не соединенных между собой отрезков, не выходящих за пределы антиклинальных складок. Однако, как будет показано ниже, представления о подчиненности надвигов складчатым структурам ошибочны и не согласуются с фактическими данными. В действительности генезис, морфология и размещение в плане пликативных дислокаций полностью контролируются надвигами, определяющими общий стиль тектоники Северо-Западного Кавказа.

Основными структурными элементами рассматриваемой территории являются Псебепско-Гойтхский антиклинорий, занимающий осевое положение в складчатой области, Новороссийско-Лазаревский синклинорий, располагающийся к югу от него, и Собербаш-Гунайский синклинорий – к северу, сопряженный с Западно-Кубанским краевым прогибом. Границами указанных структурно-тектонических зон являются крупные региональные надвиги. Наиболее важным из них является Ахтырский надвиг, ограничивающий на севере складчатые сооружения Кавказа от прилегающего к ним Западно-Кубанского краевого прогиба. Он заложился на орогенной стадии развития и разделял в дальнейшем области с различным геодинамическим режимом развития. В результате латерального тектонического перемещения масс в северном направлении и надвигания их на южный борт краевого прогиба, последний оказался в значительной степени погребенным под аллохтонными структурами Собербаш-Гунайского синклинория. В итоге прогиб имеет четко выраженное асимметричное строение, а его ось «прижата» к фронту надвига.

Ахтырский надвиг имеет сложное чешуйчатое строение и состоит из серии более мелких надвигов. Поэтому в качестве северной границы Собербаш-Гунайского синклинория может быть принята основная его поверхность, по которой происходят главные тектонические смещения.

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

Фронт ее проходит по линии площадей Джигинская – Усть-Чекупская – Адагумская – Кеслеровская – Кудако-Киевская. К северу от главного надвига отчленяются более мелкие, второстепенные надвиги, контролирующие местоположение таких антиклиналей, как Северо-Варениковская, Северо-Адагумская, Северо-Крымская и др. Сочленение Собербаш-Гунайского синклинория и Псебепско-Гойтх-

Сочленение Собербаш-Гунайского синклинория и Псебепско-Гойтхского антиклинория также проходит по надвигу, вдоль фронта которого расположены такие высокоамплитудные локальные поднятия, как Южно-Крымская, Даманская, Гладковская, Верхнечекупская и др. Антиклинали – линейной формы, северные принадвиговые их крылья короткие, южные – более пологие и широкие. В скважинах зафиксированы тектонически сдвоенные разрезы, зоны дробления, зеркала скольжения. Плоскость надвига к юго-юго-западу выполаживается с глубиной. Фронт его в плане не является прямой линией и представляет собой слегка выгнутую линию, состоящую из подставляющих друг друга по простиранию более мелких дугообразных надвигов, выпуклая сторона которых направлена к север-северо-востоку.

Псебепско-Гойтхский антиклинорий и Собербаш-Гунайский синклинорий рассечены более мелкими надвигами, прослеживающимися на десятки километров (рис. 1 и 2). В результате эти структурные элементы первого порядка оказываются нарезанными на ряд тектонических чешуй, вытянутых в плане в виде полос субширотного простирания и последовательно надвинутых одна на другую с юга. Тыловые части чешуй при этом в той или иной степени перекрыты более южными аллохтонами, в результате чего между ними иногда отсутствуют разделяющие их синклинали.

Надвиговые дислокации имеют четко выраженное листрическое строение, т.е. они имеют крутые, иногда близвертикальные плоскости сместителей во фронтальной части, быстро выполаживающиеся к югоюго-западу с переходом в близгоризонтальные срывы. Соответственно с направлением падения плоскости надвигов происходит смещение в плане и сводов полуантиклиналей. Иногда они преобразуются в моноклинально залегающие блоки, зажатые между соседними надвигами. То есть здесь мы наблюдаем достаточно универсальную закономерность в строении такого типа структур, обусловленную механизмом их формирования под воздействием сил бокового сжатия, а именно: трансформацию горизонтальных тектонических движений в вертикальные в фронтальных частях чешуй с образованием характерных складчато-надвиговых дислокаций [1]. Здесь же отмечаются высокоамплитудные линейные антиклинали с крутыми асимметричными, иногда подвернутыми крыльями, а также максимальные амплитуды вертикального смещения



Куколовская, 23 – Первомайская, 24 – Гладковская, 25 – Псебепская, 26 – Даманская, 27 – Бединяцкая, 28 – Верхнеадагумская, 29 – Южно-Крымская, 30 – Нижнебаканская, 31 – Шептальская, 32 – Южно-Абинская, 33 – Западно-Гостагаевская, 34 – Гостагаевская, 35 – Адагумская, 9 – Сумароковская, 10 – Медовская, 11 – Кеслеровская, 12 – Кудаковская, 13 – Верхнемедовская, 14 – Псифская, 15 – Ар-Локальные поднятия: 1 – Уташ, 2 – Джигинская, 3 – Юровская, 4 – Усть-Чекупская, 5 – Бригадная, 6 – Варениковская, 7 – Шуго, 8 артская, 16 – Крымская, 17 – Верхнекрымская, 18 – Украинская, 19 – Верхнечекупская, 20 – Северо-Шумайская, 21 – Шумайская, 22 нальные складки; 3 – оси синклиналей; 4 – Местоположение геологического профиля (см. рис. 2). Буквенные обозначения: С-Г Собербаш-Гунайский синклинорий, П-Г – Псебепско-Гойтхский антиклинорий, Н-Л – Новороссийско-Лазаревский синклинорий Сибзирская, 36 – Николаевская, 37 – Новокрымская, 38 – Верхнеаманагская, 39 – Горная, 40 – Аманагская, 41 – Тарановская



Рис. 2. Геологический разрез по линии I-I

по разрывам и наиболее высокий стратиграфический диапазон их проникновения. По мере движения от лобовой части чешуйчатого надвига в обе стороны амплитуда вертикального смещения по разрыву заметно уменьшается с появлением сдвиговой составляющей.

Надвиговые дислокации Собербаш-Гунайского синклинория и северной части Псебепско-Гойтхского антиклинория ориентированы таким образом, что азимут их падения указывает на место, откуда происходит региональная тектоническая транспортировка масс. Падение надвигов здесь юго-юго-западное, соответственно и тектоническая транспортировка масс в регионе, согласно имеющимся геологическим данным, происходит с юго-юго-запада на север-северо-восток. В то же время, в южной части антиклинория (Шумайская, Северо-Шумайская, Куколовская, Первомайская, Псебепская и другие площади) и сопредельных районах Новороссийско-Лазаревского синклинория (Западно-Гостагаевская, Гостагаевская, Сибзирская, Николаевская, Аманатская и другие площади) установлены надвиги, падающие на север-северо-восток. Следовательно, блок, расположенный под плоскостью Безепского надвига, нужно рассматривать как активный элемент, а движение его в север-северовосточном направлении – поддвиговым. Соответственно Безепский надвиг следует считать встречным.

Таким образом, Псебепско-Гойтхский антиклинорий с юго-юго-запада и север-северо-востока ограничен надвигами, плоскости которых падают навстречу друг другу. В результате здесь формируется дивергентный складчато-надвиговый структурный веер, что является достаточно характерным для центральных частей складчатых систем, образовавшихся в обстановке тангенциального сжатия.

Итак, региональная организация структуры Северо-Западного Кавказа достаточно однозначно свидетельствуют о его чешуйчато-надвиговом строении. Складчатые дислокации Собербаш-Гунайского синклинория (кстати, так же, как и дислокации Западно-Кубанского прогиба), центральной и северной частей Псебепско-Гойтхского антиклинория, характеризуются четко выраженной северной вергентностью. Смена северной вергентности на обратную южную происходит в южной части Псебепско-Гойтхского антиклинория, что обусловлено поддвигом северного крыла Новороссийско-Лазаревского синклинория под вышеназванный антиклинорий. Южная вергентность складчатости сохраняется не только в пределах данного синклинория, но и в районе Туапсинского прогиба [1].

Следовательно, можно говорить о том, что для Северо-Западного Кавказа характерна достаточно четко выраженная осесимметричная, билатеральная тектоническая зональность. Общую организацию структуры региона, как и образование складчато-надвиговых дислокаций, можно логично объяснить, лишь признав определяющую роль в этом процессе тангенциального стресса, ориентированного в северо-северо-восточном направлении и обусловленного поддвигом (псевдосубдукцией) Закавказско-Восточно-Черноморской плиты под горно-складчатые сооружения Кавказа. Скифская плита в этом случае играет роль пассивного блока-упора на пути движения аллохтонных структур Кавказа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р 2006 юг (проект № 06-05-96693).

Литература

1. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный Мир, 2001. 136 с.

В.Н. Пучков¹

Некоторые общие закономерности орогенических процессов

Под термином «ороген» мы понимаем здесь только горные сооружения, возникшие как структуры сжатия с обязательным участием литосферы континентального типа.

В природе не существует двух абсолютно одинаковых орогенов. Тем не менее, процессы их локализации во времени и пространстве, процессы формирования и особенности морфологии подчиняются некоторым общим закономерностям.

Существовавшие до плейт-тектоники понятия эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза в настоящее время преобразовались, приняв форму эпиконтинентально-эпиокеанического и эпиконтинентального внутриплитного орогенических процессов. В качестве иллюстрации первого типа можно привести Альпийский пояс, палеозойский Урал, Анды и др., второго – Пиренеи, Центрально-Азиатский пояс молодых возрожденных гор, Тиманский кряж, неотектонический Урал. Эпиокеанических орогенов не существует.

Заложение эпиконтинентально-эпиокеанических орогенов изначально связано с процессом субдукции. Субдукционный ороген – продукт незавершенного процесса, связанный с воздействием субдукции на кон-

¹ Институт геологии (ИГ) УНЦ РАН, Уфа, Россия

тинентальную литосферу. Возникающие в процессе субдукции промежуточные процессы коллизии типа микроконтинент–континент, микроконтинент – островная дуга и островная дуга – континент приводят к повышению интенсивности орогенических процессов. В то же время, коллизия континента с активной зоной спрединга приводит к обратному результату: частичному разрушению орогена (Сьерра-Невада, Южные Анды). Завершенным процесс орогенеза можно считать, когда возможности субдукции исчерпываются и возникают условия коллизии типа континент–континент.

Свидетельствами поглощения океанической коры в зонах субдукции являются как известково-щелочные вулканиты, так и сутурные зоны, возникающие на месте субдуцированных океанических бассейнов.

Зоны поглощения океанической коры сопровождаются также поясами эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. В настоящее время показана возможность ограниченной (на глубину до ~100 км) субдукции утоненной континентальной литосферы, фрагменты которой появляются затем на земной поверхности вследствие действия возвратного механизма, детали которого являются предметом дискуссии.

Орогены, лишенные этих признаков, относятся к вышеупомянутой группе внутриконтинентальных, внутриплитных структур сжатия.

Локализация орогенов определяется наличием двух факторов: сил сжатия и ослабленных зон литосферы, способных к деформации под действием этих сил. Наиболее оптимальным местом образования орогенов является граница океанической и континентальной коры, где контраст мощностей (а следовательно и прочностных свойств) литосферы наиболее значителен.

Выступы и заливы очертаний континентов, участвующих в коллизии, определяют морфологию образующихся складчатых областей, обусловливая возникновение пережимов, синтаксисов, сдвигов и структур латерального выжимания, а также сохранение областей деформационной «тени».

ного выжимания, а также сохранение областей деформационной «тени». Ориентировка сжимающих напряжений под острым углом относительно главных линейных элементов анизотропии литосферы приводит к косой субдукции, а затем и к косой коллизии, сопровождающимся механизмом транспрессии, развитием сдвигов и ороклинальных структур.

Поскольку орогены, в своем завершенном виде, в очень значительной мере состоят из континентальной коры предыдущих циклов развития, элементы анизотропии этой коры также оказывают большое влияние на морфологию вновь возникающих складчато-надвиговых дислокаций, вызывая образование поперечных структур – поднятий и опусканий, пережимов, рамп. Это влияние особенно сказывается, если простирания струк-

тур кристаллического фундамента и деформируемого осадочного или тек-тонически расслоенного верхнего структурного этажа не совпадают. Орогены, как правило, первично бивергентны и квазисимметричны. Утвердившееся было в середине прошлого века деление орогенов на од-носторонние и бивергентные в настоящее время не получает подтвер-ждения: односторонние орогены обычно возникают в результате разру-шения двусторонних – либо вследствие заложения нового океана и пошения двусторонних – лиоо вследствие заложения нового океана и по-следующего дрейфа обломков (Каледонский ороген Скандинавии и Гренландии), либо благодаря наложению более молодой складчатой системы (варисциды Центральной Европы, частично перекрытые Аль-пами и Карпатами). Объяснением бивергентности орогенов служит тот факт, что плиты, передающие в область орогенических деформаций сжимающие напряжения, находятся на относительно низком гипсометрическом уровне, вследствие чего выжимаемый вверх ороген под действием силы тяжести должен расползаться в направлениях, поперечных его простиранию.

Процесс субвертикального и крутонаклонного выжимания материала из осевой части орогена и последующего расползания в виде серии тектонических пластин на соседние более прочные, слабо деформируемые и низкостоящие плиты иллюстрируется наличием соответствующего ря-да структур: «субвертикальные» (структуры содвига, или субвертикаль-ного раздавливания) – «толстокожие»– «тонкокожие» складчатонадвиговые дислокации. В этом направлении и во времени – от осевой части орогена к его периферии и от структур раздавливания к «тонкочасти орогена к его периферии и от структур раздавливания к «тонко-кожим» надвигам – развиваются его структуры. Такая последователь-ность деформаций приводит к тому, что каждая более ранняя и более внутренняя тектоническая чешуя занимает более высокое положение по отношению более поздней, более наружной. Развитие этого процесса, регулируемое прочностью и анизотропией субстрата, с одной стороны, и

регулируемое прочностью и анизотропией субстрата, с одной стороны, и тяжестью надвигаемых пластин – с другой, приводит образованию все более поверхностных складчато-надвиговых структур листрического характера, объединенных общей пологонаклонной поверхностью текто-нического срыва, или детачмента (механизм критического клина). При благоприятных условиях перед фронтом складчатости возника-ют краевой прогиб и форбалдж. В момент заложения прогиб представ-ляет собой глубоководную впадину, образование которой связано с изо-статической реакцией континентальной литосферы на надвигание оро-генических масс на шельф, платформу. В дальнейшем, глубоководный прогиб заполняется флишем и молассой. Релаксационного, возвратного движения вверх при эрозионном снятии нагрузки основание прогиба не движения вверх при эрозионном снятии нагрузки основание прогиба не испытывает – возможно, литосфера под ним становится несколько тяжелее из-за изменений в мантии на границе фазового перехода габброэклогит. Краевые прогибы нехарактерны для докембрийских складчатых сооружений (кроме неопротерозойских) и не образуются напротив щитов.

При рассмотрении вопроса о «корнях гор», с которыми связывают изостатическое поднятие орогенов, следует учитывать, что изостатическая компенсация происходит в астеносфере, и таким образом следует принимать во внимание весь литосферный, а не только коровый корень и его плавучесть. Показано, что более деплетированная литосфера легче окружающей ее менее деплетированной астеносферы, поскольку присутствующее в мантии габбро, превращаясь в эклогит, становится тяжелее перидотита.

Следует различать «горячие» и холодные» коровые корни гор. В «горячих» происходят анатектическое плавление коры и образование орогенических гранитов, фломирование гранито-гнейсовых куполов. Примером «холодного» корня является утолщение коры под Тагило-Магнитогорской зоной Урала, связанное с большей тяжестью этого сегмента древнего, остывшего орогена. «Горячий» же корень был, вероятно, под Главной гранитной осью Урала.

Касаясь вопроса о времени и синхронности или асинхронности формирования орогенических структур, следует подчеркнуть, что существовавшее длительное время представление о глобальном характере главных фаз тектогенеза родилось под влиянием контракционной теории и в настоящее время фактически оставлено. Правда модифицированные представления об этих фазах сохранились, поскольку они в совокупности образуют удобную тектонохронологическую шкалу для указания приблизительного времени проявления того или иного орогенического события. Однако, вместе с тем, в современной геодинамике укоренились представления о нелинейности тектонических процессов, о перескоках отдельных зон субдукции и частных коллизиях, проявляющихся регионально, о диахронности и растянутости во времени деформаций в пределах одного орогена. По-видимому, в определенном смысле глобальными, хотя и не моментальными и далеко не вполне синхронными, являются лишь те орогенические процессы, которые периодически приводили к слиянию отдельных континентов в суперконтиненты.

Проблема строения и геологической истории геосфер мантии Земли

Расчленение мантии Земли на геосферы выдвинуло проблему особенностей их тектонического строения и геологической истории. Авторы развивают гипотезу существования внутригеосферных тектонических движений и создаваемых ими тектонических структур. Эмпирической базой для этого служат глубинные сейсмонеоднородности, выявленные сейсмической томографией.

Сейсмонеоднородности определенно доказывают разновязкосные области внутри геосфер. Градиенты между такими областями позволяют заключить о большой вероятности сублатерального движения глубинных масс, т.е. о наличии их тектонического течения. Соответственно, одни объемы масс следует трактовать как участки сгущения материала, тогда как другие, относительно менее вязкие, являются участками их некоторого рассредоточения. Для образования участков сгущения допускается механизм их тектонического скучивания как следствие сублатерального тектонического течения. Отсюда главным фактором в образовании структур тектонического скучивания выступает движение масс по поверхностям глубинных срывов. Так как при таком движении в условиях экстремальных глубинных давлений происходит преодоление экстремальных же сил трения, то при переходе сред в закритическое состояние могут возникнуть вторичные энергетические очаги, что приведет к новым тектоническим преобразованиям.

Размещение мантийных масс по радиусу неравномерно. Именно это обстоятельство послужило основой нашей дифференциации мантии на геосферы. Геосферы следует воспринимать как обособленные геологические тела с оговоркой, что переход между ними может не быть резким. Главные подразделения мантии следующие: верхняя мантия, до уровня 670 км, разделяемая на уровне 410 км на нижнюю и верхнюю части; зона раздела между верхней и средней мантией, мощностью ~ 170 км; средняя мантия до уровня 1700 км; зона раздела между нею и нижней мантией, мощностью ~ 500 км; нижняя мантия до уровня 2900 км, т.е. до ядра, включающая слой D".

 ¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Как материальные геологические объекты, геосферы, подобно земной коре, имеют собственную геологическую историю. В такой плоскости вопрос наукой еще не ставился. Подход к этой теме исключительно сложен, но он необходим – таково требование геологического знания. Изучение истории геологического развития областей земной коры начинается с вещественного состава пород. Тем же путем и следует идти и в случае глубинных геосфер. Некоторые возможности для начала исследований в этом направлении имеются уже в настоящее время. Их определяют расчеты давления и температуры для разных глубин Земли, разработки в отношении химического состава на разных уровнях ядра и мантии, данные экспериментальной минералогии и петрологии. Очень существенная роль в разработке проблемы принадлежит сравнительной планетологии.

Наш первый опыт в этой области основывается на анализе изменчивости термобарических условий по радиусу Земли, представлениях о стадийности развития магматизма на Земле, анализе минеральных преобразований в глубинных геосферах по экспериментальным данным, в некоторой степени на представлениях об исторической минерагении. Основные выводы сделаны в отношении времени становления геосфер. Они сводятся к следующему.

Оформление внутримантийных геосфер в их современном виде было разновременным, и процесс этот был длительным. Слой D" и прилегающие к нему области нижней мантии отвечают наиболее раннему этапу дифференциации мантии. То же можно сказать и о земной коре. Ее развитие разделяется на два этапа. На первом этапе образовалась базитовая протокора, на втором – континентальная, преобразования которой от стадии прото- до современной идут в течение по крайней мере 3.8 млн лет. По имеющимся данным, нижний рубеж средней мантии определился в конце архея – начале раннего протерозоя, а верхний – в конце раннего – начале среднего протерозоя.

Между верхней и среднего протерозов. Между верхней и средней, а также нижней и средней мантиями выделяются зоны раздела I и II, где картина сейсмотомографических неоднородностей более пестрая. Соответственно эволюция этих геосфер более сложная. Это относится, например, к их тектонической структуре.

Работа выполнена при поддержке грантов ведущих научных школ: НШ-9664.2006.5. и НШ-4964.2006.5.

Метаморфизм в истории формирования кристаллического основания тиманид и западных уралид

Вопрос о возрасте глубокометаморфизованных и сложнодислоцированных комплексов пород (полиметаморфических комплексов) Урала остается предметом дискуссий. Однако для некоторых из них по структурно-петрологическим и радиохронологическим данным обосновывается принадлежность к образованиям нижнедокембрийского структурного яруса. Наиболее надежно обоснован раннедокембрийский возраст пород для полиметаморфических комплексов Западной тектонической зоны Урала (тараташского, александровского, няртинского, харбейского). В последние годы в пределах Тимано-Уральского региона установлен новый район развития нижнего докембрия – п-ов Канин [2]. Здесь нижнедокембрийские глубокометаморфизованные породы обнажаются в ядре Микулкинской антиклинали и могут быть выделены как микулкинский полиметаморфический комплекс.

Для выявления геохронологической истории метаморфизма рассматриваемых объектов нами были изучены цирконы из гнейсов – преобладающей группы пород в нижнедокембрийских комплексах Тимано-Уральского региона.

В результате предыдущих исследований [1, 2] установлено, что в породах полиметаморфических комплексов Западной тектонической зоны Урала и п-ова Канин встречаются цирконы нескольких морфологических типов. В первый морфологический тип выделены окатанные (терригенные) цирконы с шероховатой поверхностью зерен. Они имеют различную окраску – от бесцветной до темно-розовой. Несомненно, что первичное происхождение этих цирконов различное, однако на современном уровне изученности представляется целесообразным их объединение в один морфотип. Второй морфологический тип – это в основном округлые цирконы с четко выраженной кристаллографический формой. Они имеют темно-розовую или светло-желтую окраску. Такие цирконы типичны для пород гранулитовой фации [3]. В породах некоторых метаморфических комплексов Урала и п-ова Канин установлены светлоокрашенные или бесцветные цирконы неправильной формы, образованные сростками двух или нескольких кристаллов. Они выделены в третий морфологический тип. Четвертый морфотип образуют прозрачные и светлоокрашенные цирконы призматического габитуса. В породах гней-

¹ Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

совых комплексов они обычно преобладают над другими морфотипами цирконов. Такие цирконы типичны для пород амфиболитовой фации, особенно для их мигматизированных разновидностей [1]. Пятый морфотип составляют короткопризматические непрозрачные или полупрозрачные цирконы желтой или коричневато-бурой окраски. Отмечается приуроченность этого минерала к зонам средне-низкотемпературного диафтореза.

История метаморфизма пород, слагающих полиметаморфические комплексы рассматриваемых районов, по данным цирконовой хронометрии определяется интервалом 2.60–0.55 млрд лет [1]. Однако эти процессы начинались и завершались в разных метаморфических комплексах в разное время.

Наиболее древние датировки метаморфогенных цирконов получены по породам тараташского комплекса на Южном Урале. Здесь большая часть метаморфических пород, определяющих современный облик этого комплекса, образовалась при метаморфизме гранулитовой фации около 2.6 млрд лет назад [3]. Диафторез амфиболитовой фации и гранитизация проявились в интервале 2.1–1.7 млрд лет назад [4]. Более поздние процессы в цирконовой хронометрии тараташского комплекса не зафиксированы.

В александровском комплексе на Южном Урале, а также няртинском и харбейском комплексах на севере Урала, древнейшие возрастные определения превышают 2.2 млрд лет, но надежно обоснованный возрастной рубеж метаморфизма гранулитовой фации определяется цифрами около 2.1 млрд лет [1]. Полиметаморфизм амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фаций проявился в интервале 1.9–1.65; около 1.4; 1.25– 0.9 и 0.7–0.55 млрд лет назад (за исключением александровского комплекса, где в цирконовой хронометрии не выделяется поздний из перечисленных этапов метаморфизма).

На п-ове Канин из гнейсов микулкинского комплекса проанализированы цирконы третьего морфотипа. Получено три возрастных интервала: 1994–1764, 1372–1338 и 1260–1080 млн лет, которые согласуются с возрастом постгранулитовых процессов метаморфизма в породах александровского комплекса. Максимальные уровни метаморфизма в породах микулкинского комплекса отвечали амфиболитовой фации умеренных давлений [5].

Таким образом, в пределах Западной тектонической зоны Урала наиболее древние датировки (2.6, 2.1–1.7 млрд лет) имеют метаморфогенные цирконы из пород тараташского комплекса. История метаморфизма пород других древнейших комплексов Западной тектонической зоны Урала началась на рубеже 2.1 млрд лет назад или несколько ранее. В породах александровского комплекса Южного Урала и микулкинского комплекса п-ова Канин поздние генерации цирконов датируются интервалом 1.25–0.9 млрд лет, а в породах полиметаморфических комплексов севера Урала (няртинском и харбейском) – 0.7–0.55 млрд лет.

Цирконовые даты, отвечающие возрасту каледонского и герцинского этапов развития Канино-Тимано-Уральского региона, установлены только в гнейсовых комплексах Восточной тектонической зоны Урала.

Литература

1. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

2. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–194.

3. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

4. *Ленных В.И*. Метаморфические комплексы западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–40.

5. Lorenz H., Pystin A.M., Olovyanichnikov V.G., Gee D.G. Neoproterozoic high-grade metsmorphism of the Kanin Peninsula, Timanid Orogen, northern Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Easten Baltica. London: Geological Society, 2004. Memoirs № 30. P. 59–68.

Б.М. Ракишев, Л.М. Филинский¹

Фрактальный анализ ансамбля фундаментальных природных систем

На основе системных соотношений зеркальной и инверсионной видов симметрии построен *граф геономического ансамбля* позиционных природных Систем. Построенный граф (стендовая иллюстрация) отражает как родовую, так и уровневую *октавную* структуру окружающего *макро- и микромира* и служит не только для иллюстрации межсистемных связей, но и для объективного определения ведущих системообразующих факторов-координат – причинного основания и временной характеристики матричных классификаций конкретных Систем. Акценти-

¹ Институт геологических наук (ИГН) им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

руется философско-методологический тезис о том, что при анализе любой системы необходим учет ее структурной позиции, а также генетических и функциональных связей в общем ансамбле. (Такой мировоззренческий подход и называется «системным».)

Генеральная структура представленного графа отражает единство статических и динамических фундаментальных природных Систем, их родовую и уровневую композицию с реальными и «мнимыми» состояниями. Динамические системы группируются по квадрантам графа, разделенным осями симметрии: верхние («макромир») и нижние («микромир») квадранты отделены осью *инверсионной симметрии* пространственно-временных состояний, а левые («реальные» системы) и правые («мнимые» системы) – осью *зеркальной симметрии* каузальных состояний. С учетом родовой и уровневой структуры графа выделяются *композиционные, суперпозиционные, эквипозиционные и субпозиционные фундаментальные системы*.

И макромир (верхний ансамбль), и микромир (нижний ансамбль) характеризуются уровневой структурой: число уровней (ступеней) подчиняется «закону октав», а каждому уровню соответствует определенный вид физических взаимодействий. Уровни, определяющие положение композиционных систем, характеризуются полярно-парными видами физических взаимодействий. Именно эти факты и должны быть положены в основу их общей теории.

Таким образом, посредством графа геономического ансамбля позиционных природных систем рассмотрена вся цепь фундаментальных и переходных видов взаимодействий в этом ансамбле. Для более четкой иллюстрации родовой и уровневой позиционной структуры физикогеографического и геологического рядов ансамбля и их межсистемных связей ниже представлен фрагмент общего графа (рисунок), наглядно отражающий одноуровневую суперпозицию природных систем этих рядов и их связи в реальном времени действительного макромира. (Противоположные соотношения этих же систем и их свойств для прошлого либо будущего времени «мнимого» мира иллюстрируются симметричным правым верхним квадрантом общего графа).

Общей чертой внутрисистемных полярных свойств для всех систем без исключения является *прямая и обращенная периодичность* изменений их соотношений в соответствующих циклах их развития, что и отражает *общий алгоритм* самоорганизации и функционирования фундаментальных природных систем [1–5].

Кроме общего описания структуры графа, дана детальная характеристика суперпозиционных и эквипозиционных Систем физико-географического и геологического рядов ансамбля макромира, их исходной и результативной композиционных Систем в следующей последовательности.

Фрагмент графа геономического ансамбля

Динамические фундаментальные Системы макромира

(Левый верхний квадрант графа)



Рисунок. Межсистемные связи в ансамбле физико-географических и геологических Систем (Действительный мир)

II уровень макромира. Сейсмогенез как исходная композиционная Система физико-географического и геологического ансамблей суперпозиционных (наложенных) природных систем [2]. Системность энергетических классов землетрясений, их генетическая и сейсмологическая матричные классификации. Энергетическая эквивалентность приливных и отливных серий сейсмических событий, а также геодинамических процессов сжатия и растяжения как отражение соотношений действия и противодействия и теоретическая основа прогноза землетрясений. Прямая и обращенная периодичность гравитационных (шоковых) и инерционных (роевых) сейсмических событий. Сейсмотектоническое районирование и феноменологический долгосрочный прогноз катастрофических землетрясений. Каталог катастрофических землетрясений, прогнозируемых в пределах Прииссыккульского сегмента Тянь-Шаня.

Ш уровень. Суперпозиция одноуровневых геодинамических систем физико-географического и геологического ансамблей – соответственно системы террейнов литосферных плит и системы геосинклинальноплатформенных геотектоногенов тектоносферы, их связь и соотношения. Рифтогенно-коллизионные и седиментогенно-складчатые режимы, их генетические и феноменологические матричные классификации. Инверсионная симметрия рифтогенеза и коллизионных плейттектонических процессов, геосинклинально-платформенного седиментогенеза и складчатости, их прямая и обращенная периодичность.

IV уровень. Вулканизм и тафроорогенез как эквипозиционные Системы физико-географического ансамбля. Линейность и полигональность (ареальность) вулканогенных и тафроорогенных структур как их внутрисистемные функциональные свойства, их прямая и обращенная периодичность. Хемогенные – солевые и углеводородные формации рифтогенных и коллизионных серий и кластогенные – псефитовые и пелитовые формации трансгрессивных и регрессивных серий как эквипозиционные системы геологического ансамбля; их прямая и обращенная зональность. Суперпозиция систем вулканизма и хемогенных геологических формаций, тафроорогенеза и кластогенных геологических формаций. Феноменологические и сущностные характеристики эквипозиционных систем.

V уровень. Гидрология и магматические формации как наложенные Системы.

Генетическая и петрохимическая матричные классификации магматических формаций [5]. Прямая и обращенная периодичность щелочных и щелочноземельных свойств, антидромная и гомодромная последовательность мантийного и корового магматизма в Системе магматических формаций. Специфика гранодиоритового и габбро-диоритового магматизма. Системно-петрологический анализ тектономагматических полей.

VI уровень. Климатические зоны планеты и рудные формации как

суперпозиционные Системы. Энтропийно-вероятностные термодинамические соотношения кинетической энергии газов и тепловой энергии в процессах рудогенеза, их значение в построениях теории и систематики рудных формаций. Анализ рудных формаций как фундаментальной природной системы совместно с системой химических элементов явился иллюстративным примером при апробации матрицы «УНИ-КЛАСС» [4]. VII уровень. Ландшафт как результативная композиционная природная Система геономического ансамбля. Прямая и обращенная зональность син- и эпигенетических литохимических аномалий *петрогенных* и *рудообразующих* элементов породной и рудной природы, их генетическая и геохимическая матричные классификации и методологическое значение в геолого-поисковой практике. (Именно общая систематика литохимических аномалий на базе матрицы «УНИКЛАСС» явилась ключом к построению полного ансамбля позиционных физикогеографических и геологических Систем с интерпретацией их меж- и внутрисистемных связей).

Нулевые уровни макро- и микромира: минералогия и кристаллохимия (молекулярная химия). Двойственная природа электромагнитной индукции и электромагнитных взаимодействий, их прямая и обращенная периодичность.

Наибольшее внимание уделено анализу систем второго, третьего и четвертого макроуровней, имеющих непосредственное отношение к проблемам геотектоники и геодинамики.

Литература

1. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. О методе матричной систематики // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003. № 6. С. 54–65.

2. *Ракишев Б.М, Филинский Л.М.* Геономический ансамбль позиционных природных систем // Там же. 2004. № 3/4. С. 17–29.

3. *Ракишев Б.М., Филинский Л.М.* Геотектоническая матричная систематика // Там же. 2004. № 5. С. 76–86.

4. *Ракишев Б.М., Филинский Л.М.* Рудноформационная матричная систематика // Там же. 2004. № 6. С. 60–83.

5. *Ракишев Б.М., Филинский Л.М.* Матричная систематика магматических формаций // Там же. 2005. № 4. С. 60–72.

Время поднятия, вулканизм и глубинная динамика Восточно-Хангайской орогенной провинции, Центральная Монголия

Время и механизмы орогенеза Центральной Азии являются предметом дискуссии. В 60–80-х годах получены обширные палеонтологические материалы по осадочным и осадочно-вулканогенным формациям кайнозоя юга Сибири и Монголии, свидетельствовавшие о развитии горообразовательных процессов в течение всего кайнозоя. В более поздних работах основное внимание было сосредоточено на геохронометрических и геохимических исследованиях вулканизма. Нашими работами было показано, что в юго-западной части Байкальской рифтовой системы лавовые потоки возрастом 22–21 млн лет перекрывают выровненную «вершинную» поверхность, а лавы возрастом 19.0–17.5 млн лет перемежаются с валунным аллювием и заполняют эрозионные долины глубиной до 200 м. Глубина эрозионных врезов, заполненных базальтами возрастом 16–15 млн лет, превышала 500 м. В последние 10 млн лет формировались новые эрозионные долины.

В ряде работ было высказано предположение, что образование горных сооружений сопровождало термальную активизацию мантии вследствие подъема вещества «горячих точек» нижней мантии. Обсуждался также деформационный механизм воздымания хребтов вследствие сокращения коры во фронте Индо-Азиатской коллизии. Обе гипотезы исходили из данных о тектонической и вулканической активности в Центральной Азии на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. В последние годы, однако, появились работы, в которых утверждается, что горообразовательные процессы имели место только в последние 3 млн лет. В настоящей статье мы обращаемся к аргументации времени орогенеза и его вероятной глубинной причины через геохронометрические и геохимические исследования вулканизма на примере одной из ключевых территорий Центрально-Азиатской орогенной системы – Восточно-Хангайской орогенной провинции.

Провинция примыкает к Центральному–Западному Хангаю [2] и протягивается на 180 км в направлении на юго-восток по азимуту 125° при ширине до 120 км. Она состоит из сегментов, ограниченных хребтами и отрогами северо-восточной до субмеридиональной и северо-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия
западной ориентировки. Тамирскому сегменту пространственно соответствовало развитие вулканизма Цэцэрлэгского поля во временном интервале 17.0–9.7 млн лет назад в связи с активностью северо-восточной Байдарик-Угей-Нурской расплавной зоны. Вулканизм Верхнечулутынского поля, датированный временным интервалом 9.6–2.6 млн лет [3], сопровождал правосторонние смещения в субмеридиональной Чулутынской зоне. В юго-восточной части провинции вулканизм имел место в последние 5.5 млн лет и мигрировал с течением времени, распространяясь одновременно в двух или трех сегментах. Во временном интервале 5.5–4.8 млн лет назад вулканическая деятельность проявилась в окружении Сумийнского сегмента. Лавы этой возрастной генерации датированы на Хархоринском и Верхнеорхонском полях. В сегменте верховьев р. Орхон-Гол вулканизм эпизодически возобновлялся в течение плиоцена и плейстоцена. Наряду с Верхнеорхонским сегментом, плейстоценовые извержения охватили Туйнский (Эрдэнэ-Цогтское поле) и Онгийнский (одноименное поле) сегменты.

Лавы возрастом 17–16 млн лет заполняли эрозионные формы «вершинного» пояса Тамирского сегмента глубиной до 700 м, что свидетельствовало о его значительном поднятии уже в раннем миоцене. Верховье долины р. Урд-Тамир углубилось в осевую часть Восточного Хангая с 3200 до 2500 м. Поднятие относительно Орхон-Селенгинского среднегорья с отметками 1600–1650 м превысило 1600 м. Судя по высотным отметкам разновозрастных лав на хребте Хоромсогын-Нуру, центральная часть Тамирского сегмента поднималась в интервале 16.2–11.2 млн лет назад одновременно с эрозионным врезом на глубину не менее чем 200 м. Средняя скорость врезания составляла 40 м/млн лет. Последующее углубление этой части долины до современного тальвега с отметкой 1850 м произошло со скоростью 36 м/млн лет. Средняя скорость эрозионного врезания со времени излияния «вершинных» лав до настоящего времени составляла около 37 м/млн лет.

В северной части Тамирского сегмента подошва «вершинных» лав возрастом 17–16 млн лет поднята относительно толщи района аймака Цэцэрлэг возрастом около 15.5 млн лет на 750 м, а относительно вершины отрога, возвышающегося северо-западнее аймака, – на 300 м. Отрог представляет собой внутреннее поднятие в сегменте, которое благодаря дифференцированным вертикальным движениям оказалось не менее чем на 500 м выше поверхности, перекрытой гиалокластитами и лавами вулкана Сангийн-Тонгой 15.5 млн лет назад. Средняя скорость движений 32 м/млн лет близка к оценкам средней скорости эрозионного врезания центральной части Тамирского сегмента. Сопоставимый порядок скоро-

стей обусловлен расчленением территории одновременно с дифференцированными вертикальными тектоническими движениями.

В Верхнеорхонском сегменте поднятый гранитный блок с насаженным на него вулканом Алаг-Толгой-Ула, пространственно связанный с ним лавовый поток и подобные поднятые блоки представляют собой сохранившиеся в долине эрозионные останцы. Наклон нижнего буроцветного осадочного и верхнего осадочно-вулканогенного пакетов в одном направлении, но под разными углами, свидетельствует о последовательном конседиментационном воздымании восточной части Восточного Хангая. До извержения вулкана около 5.5 млн лет назад движения привели к наклону осадков нижнего пакета, его размыву и накоплению рыхлых перекрывающих отложений. Перед излиянием лавового потока поверхность седиментации была наклонена на 20°, а ее дополнительный наклон к настоящему времени составил 5°. Осадки, с вторичным наклоном 46° нижней видимой части разреза, по-видимому, образовались не менее 15 млн лет назад.

По изотопным отношениям стронция в вулканических породах Восточного Хангая различаются три мантийных источника: 1) обедненный DM, (87 Sr/ 86 Sr)₀ ~ 0.7039; 2) слегка обогащенный EM' (по отношению к составу недифференцированной мантии), (87 Sr/ 86 Sr)₀ ~ 0.7047 и 3) более обогащенный EM (87 Sr/ 86 Sr)₀ = 0.7049–0.7072. В интервале 17–16 млн лет назад имело место сильное частичное плавление материала источника DM под Цэцэрлэгским вулканическим полем. Примешивание к материалу источника DM материала малой степени плавления источника ЕМ' сопровождалось локальной конвекцией в осевой части расплавной зоны, способствовавшей изотопной гомогенизации материала двух источников с образованием общего промежуточного компонента. Его изотопный состав (87 Sr/ 86 Sr)₀ ~ 0.7042–0.7044 проявлялся в последующих продуктах магматизма и был исходным для примешивания материала малой степени частичного плавления источника ЕМ' в лавах, излившихся во временном интервале 15.6–9.7 млн лет назад. Около 11.2 млн лет назад излились лавы источника DM с низким (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ при повышенной концентрации стронция (пониженном 1000/Sr). Перестройка магматической системы после 9.7 млн лет назад повлекла за собой пространственное перераспределение вулканической активности. Составы калиевых лав возрастом 5.5-4.8 млн лет сместились от общего компонента конвектирующего материала к составам источника DM с малой степенью частичного плавления, и одновременно распространились лавы с обогащенным составом ЕМ. Начиная с 3.6 млн лет назад магматизм был представлен исключительно материалом источника ЕМ'.

Пространственно-временная эволюция глубинного магматизма объясняется погружением мантийного блока, сопровождавшимся образованием надблоковой низкоскоростной линзы на глубине 140–80 км [4]. Конвектирующая магматическая система Центральной Монголии ограничена снизу высокоскоростным слэбом, выраженным в моделях сейсмической томографии с высоким разрешением [1, 5]. Надслэбовый слой основания конвектирующей системы представлял собой поверхность срыва глубинного уровня около 200 км и представлял собой поверхность срыва глубинного уровня около 200 км и представлен обедненным компонентом DM. Его геохимическим показателем служит сравнительно низкое К/Та. Надблоковая концентрация материала DM сопровождалась вовлечением в плавление вмещающих пород источника ЕМ'. На заключительном этапе образовалась низкоскоростная линза глубинного уровня 140–80 км с повышенной степенью частичного плавления материала ЕМ'.

Полученные данные о развитии вулканизма и рельефа Восточного Хангая приводят к заключению о поднятии горного сооружения одновременно с образованием верхнемантийной низкоскоростной линзы. Такое сочетание – единственный изученный пример для территории Центральной Азии. Работа выполняется по проектам СО РАН 7.10.3/2006, ДВО РАН 06–1–П16–065, региональному проекту РФФИ № 05-05-97254-р-Байкал.

Литература

1. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Ред. К.Г. Леви и С.И. Шерман. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.

2. Корина Н.А. Хангайское нагорье // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. С. 87–108. (Тр. Совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. экспедиции; Вып. 28).

3. Кудряшова Е.А., Ярмолюк В.В., Лебедев В.А., Саватенков В.М. Геохронология и закономерности миграции вулканизма в пределах Хангайского позднекайнозойского вулканического ареала // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 355–362. (Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии; Т. 1).

4. Рассказов С.В., Мордвинова В.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н., Брандт И.С., Брандт С.Б., Ершов К.В. Кайнозойский вулканизм локальных низкоскоростных мантийных аномалий Центральной Монголии и Юго-Западного Прибайкалья // Вулканизм и геодинамика. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ, 2006. С. 280–283. (Материалы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии; Т. 1).

5. *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 30 055–30 078.

Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа

С 1995 г. авторы в содружестве с геологами госпредприятия «Кавказгеолсъемка» проводят специализированное изучение дизъюнктивных структур, новейшей тектодинамики и позднеальпийского структурного рисунка Северо-Западного Кавказа (СЗК). На основании полевого обследования более чем 6000 мелких разрывов и трещин со следами относительного перемещения крыльев (зеркала скольжения, стресс-стилолиты и отрывно-жильные структуры) были установлены предпочтительные ориентировки «малых дизъюнктивов» разного геолого-кинематического типа (рис. 1); в нижеследующей таблице приведены основные результаты этой работы.

	Преобладающие простирания мини-разрывов и			
Кинематические	трещин со смещением			
типы мини-	I система, наи-	II	III система	IV система
дизъюнктивов	более предста-	система		
	вительная			
1. Правые сдвиги,	CC3 340–350°	C3 300-	3C3 290°	CB 30°
взбросо-сдвиги и		320°		
сбросо-сдвиги				
2. Левые сдвиги,	CB 30–50°	BCB	C3 310°	C 0°
взбросо-сдвиги и		80–90°		
сбросо-сдвиги				
3. Надвиги, взбросы,	C3 290–310°	BCB	CB 40–50°	CCB 0–20°
сдвиго-взбросы		80–90°		
4. Сбросы, сдвиго-	CC3 350–0°	C3 300-	CB 40–60°	3C3 280°
сбросы, взрезы		310°		
5. Стресс-стилолиты	3C3 290°	C3 310°	CB 30–50°	
6. Раздвиги, отрывы	C 350–10°	CB 40-	C3 320°	3C3 290-
и жилы		50°		300°

В реальных геологических условиях конкретные системы малых разрывов и тектонических трещин сочетаются друг с другом в закономерные ассоциации – структурные парагенезы, тектодинамическая интер-

 $^{^1}$ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Диаграммы распределения азимутов простирания систем малых дизъюнктивов с преимущественно сдвиговой (1 – правосторонней, 2 – левосторонней), взбросовой (3) и сбросовой (4) составляющими перемещения, а также секущих стилолитов (5) и отрывов (6) в пределах Северо-Западного Кавказа

претация которых [5, 8] позволяет воссоздать тектонические поля напряжений, действовавшие здесь в позднеальпийскую орогенную эпоху. По результатам парагенетического анализа тектонической трещиноватости на большом статистическом материале выявлены три важнейшие для C3K тектодинамические обстановки позднеальпийского орогенеза; все они оказались связаны с активным проявлением тангенциального сжатия, действовавшего в одном из трех главных направлений (рис 2): 1) субмеридиональном (проявлялось повсеместно и на всем протяжении позднеальпийского орогенеза, хотя и с разной степенью интенсивности), 2) северо-восточном – CB 30–50° (проявлялось импульсно в периоды наибольшей активизации орогенических движений) и 3) северозападном – C3 310–330° (проявлялось в послемиоценовое время в западной части C3K).

В этих же тектодинамических обстановках формировались и более крупные структурные парагенезы, вплоть до региональных дизъюнктивных и складчатых систем. На региональном структурном уровне, однако, реализуются только такие перемещения и дизъюнктивные системы, которые отвечают крупнейшим геолого-геофизическим неоднородностям Черноморско-Кавказского сектора литосферы. Основную роль здесь играют конфигурация окраин содвигающихся литосферных плит (Предкавказской и Черноморско-Закавказской) и геологическое строение разделяющей их глубинной дизъюнктивной зоны, являющейся Западно-Кавказским звеном Крымско-Кавказско-Копетдагской шовной системы планетарного ранга [6, 7].

Наиболее важными элементами региональной структуры СЗК являются узкие протяженные «общекавказского» (ЗСЗ 290–300°) простирания тектонические зоны, различающиеся по особенностям складчатой структуры, составу и мощности слагающих их осадков, характеру магматизма и соотношениям стратиграфических комплексов в геологическом разрезе [1–4, 11, 12]. Эти структурно-фациальные тектонические зоны разделены и осложнены региональными системами продольных, диагональных и (реже) поперечных разрывов, среди которых важнейшую роль играют транспрессивные системы запад-северо-западного (280–310°) простирания (разломы Ахтырский, Псебепский, Безепский, Коцехурский, Семигорский, Цемесский, Навагинский, Тхамахинский, Бекишейский, Краснополянский, Монастырский и др. – см. рис. 2). Собранные нами материалы по кинематической трещиноватости в

Собранные нами материалы по кинематической трещиноватости в зонах разрывов [5, 9] и новейшие результаты ГДП-200 [3, 4; и др.] подтверждают разработанные в 60-х и 70-х годах прошлого столетия представления об этих дизьюнктивных системах как сочетании взбросонадвиговых [1, 2, 11, 12]) и правосдвиговых [6, 7]) дислокаций. При от-



тырский, Ат – Атамажинский, Бз – Безепский, Бк – Бекишейский, Ва – Вернеабинский, Вр – Воронцовский, ГГ – Гойтх-Гогопсинский, ГК – Главный Кавказский, Дж – Джанхотский, Кр – Краснополянский, Кц – Коцехурский, Мн – Монастырский, Пс – Псебепский, См – Семигорский, Тг–Тугупсинский, Тх–Тхамахинский, Цм– Цемесский, Чм– Чемитокваджинский

150

клонении от общекавказского простирания вправо (до $310-340^{\circ}$) в них заметно преобладает правосдвиговая составляющая, влево (до $260-280^{\circ}$) – взбросо-надвиговая. Продольные дизьюнктивные системы делят альпийскую структуру C3K на узкие ломтевидные блоки («парафоры»), ступенчато смещенные вправо и дивергентно (хотя и резко асимметрично), надвинутые друг на друга и на смежные прогибы. Наклон сместителей меняется от $80-90^{\circ}$ в приосевых частях складчатого сооружения до $30-60^{\circ}$ в краевых его частях; в периферической части южного крыла мегантиклинория прослеживается прерывистая цепочка тектонических покровов, аллохтоны которых имеют толщину до 1-3 км, сложены сильно дислоцированными породами Гойтхско-Псебепской (покровы Невеб и Псеушхо), Новороссийско-Лазаревской (Новомихайловский покров) и Чвежипсинской (Воронцовский покров) структурно-фациальных зон и перемещены от своих корней на 10-15 км и более [1-4]. На северном крыле мегантиклинория также имеется серия тектонических покровов, однако их толщина и масса, а также амплитуда перемещения много меньше, чем на южном крыле.

Вдоль диагональных (к складчатости) дизъюнктивных зон северсеверо-западного (СЗ 315–0°) простирания повсеместно фиксируются правосдвиговые смещения (Верхнеабинский, Агой-Туапсинский, Тугупсинский, Заканский правые сдвиги – [1, 3, 11, 12]), восток-северовосточного (260–280°) – левосдвиговые (Беттинская, Чемитокваджинская, Кудепстинская левосдвигово-надвиговые системы – [1, 4, 5, 9]). Вместе со дизъюнктивами сжатия и линейными складками общекавказского простирания они составляют единый парагенез структур северовосточного сжатия [1, 7, 9]. Поперечные («антикавказского» простирания: ССВ 0–45°) разломы и флексуры разделяют СЗК на ступенчато погружающиеся к западу сегменты и кинематически относятся к различным типам – от сбросо-раздвиговых (Джигинский, Цицинский, Курджипский разломы [11, 12]) или сбросо-сдвиговых (Неберджаевская, Геленджикская зоны [1, 3, 5, 12]) структур растяжения до сдвиговзбросовых (Анапско-Гостагаевская и Туапсе-Чилипсинская флексурноразрывные системы – [3, 5, 9, 10]) структур сжатия.

По характеру дизъюнктивных деформаций и степени альпийской тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения СЗК резко отличается от краевых его частей. В Осевой мегазоне (Чугушско-Псеашхинский, Гойтхский и Псебепский антиклинории, Семигорская антиклиналь с прилегающими площадями) большинство продольных разломов имеют, наряду со взбросовой и сдвиговой составляющими, существенную содвиговую [8] компоненту и сопровождаются явлениями расплющивания и тектонического течения [10]. В общем структурном рисунке Западного Кавказа явственно проявлены признаки латерального перемещения тектонического материала вдоль оси складчатого сооружения, причем заметно преобладает северо-западный тектонический транспорт [9] из области максимального сжатия и сокращения коры в центральных частях складчатого сооружения Большого Кавказа к его западной периклинали. В зонах пересечения этого тектонического потока с поперечными структурами возникают участки активного северо-западного сжатия (Анапско-Таманская, Туапсинская и другие зоны поперечных складок).

Выводы. В условиях попеременного преобладания субмеридионального, северо-восточного и северо-западного горизонтального сжатия был сформирован сложный сдвиго-содвиговый структурный ансамбль осевой зоны складчатого сооружения, обрамленный покровно-надвиговыми и взбросо-сдвиговыми структурами краевых его частей. Косая коллизия Предкавказской (Скифской) и Закавказско-Черноморской плит, начавшаяся в эоцене, привела к широкому развитию здесь правых сдвигов, содвигов и складок продольного сжатия запад-северо-западного («кавказского») простирания. Дальнейшее содвижение форландов привело к расплющиванию и тектоническому течению мезозойско-палеогеновых толщ, выжиманию аллохтонных масс как поперек содвиговой зоны - на плечи смежных форландов (в виде тектонических и гравитационных шарьяжей, олистостромов и моласс), так и вдоль нее – в виде продольных тектонических потоков, выводящих тектонизированный материал из осевой зоны содвига к Анапско-Таманской периклинальной области, где развиты системы постмиоценовых поперечных складок, флексур и разрывов. Все это приводит к линеаризации и сокращению ширины формирующегося орогена.

Авторы благодарны ФГУГП «Кавказгеолсъемка» и программе «Ведущие научные школы» (грант № НШ-5280.2006.5) за финансовую поддержку исследований.

Литература

1. Борукаев Ч.Б. Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1964. 16 с. 2. Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях // Геотектоника.

2. *Борукаев* Ч.Б. О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. №6. С. 32–45.

3. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. 2-е изд. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 168 с.

4. Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. 2-е изд. Сер. Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.

5. *Маринин А.В.* Позднеальпийская структура Северо-Западного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 2003. 22 с.

6. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–113.

7. *Расцветаев Л.М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.

8. *Расцветаев Л.М.* Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 334–373.

9. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск, 1999. С. 69–73.

10. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 420–424. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

11. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа // Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962. Т. 3. С. 5–47.

12. Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б. Таманский полуостров и Западный Кавказ // Геология СССР. Т. 9: Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. С. 594–606.

Неоднородность напряженного состояния зон горизонтального сдвигания и его проявление во вторичных разрывных структурах

Традиционно считается, что основными структурами разрушения, наблюдаемыми в зонах горизонтального сдвигания (зонах скалывания) являются сдвиговые R-сколы, R'-сколы и T-отрывы. Кулисы именно этих трещин возникают в первую очередь в зоне локализации пластических деформаций, образующейся в осевой части модели в опытах на влажных глинах, песках и других материалах (рис. 1) [1]. Эти трещины являются источником определения кинематического типа крупных разрывных структур при полевых геологических исследованиях. Морфология данных трещин зависит от условий нагружения и поэтому позволяет определять, в какой обстановке осуществляется сдвигание (транспрессия, транстенсия).

До сих пор в натурных исследованиях подобные типы трещин наблюдались геологами только на дневной поверхности, что в определенных случаях соответствовало эксперименту, по результатам которого они идентифицировались также на поверхности модели. В последнее время существенное развитие геофизических методов, и в частности методов трехмерной сейсмики, позволяет заглянуть внутрь деформируюцихся толщ, увидеть глубинное их строение. В связи с эти встает вопрос, а какой тип разрывных структур формируется в глубине зон скалывания, сохранят ли они там морфологию и кинематику, наблюдаемую на поверхности? Это тем более важно, что интепрететация данных, получаемых по результатам применения трехмерной сейсмики, осуществляется для районов добычи углеводородов и поэтому имеет прямое практическое значение.

Обзор научной литературы, связанной с физическим моделированием зон горизонтального сдвигания, а также с результатами геологических исследований природных объектов, показало отсутствие даже попыток подобного анализа, как бы подразумевается, что наблюдаемый на поверхности тип трещинных структур продолжается и в глубину без изменений морфологии и кинематики. При этом следует отметить, что имеется ряд теоретико-экспериментальных работ, которые косвенно давали на поставленный вопрос противоположный ответ: кинематика и пространственное положение вторичных разрывных структур в глубине будет отличаться от приповерхностной.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Установка для формирования зоны сдвигания в экспериментах на влажных глинах С.Стоянова и схема расположения сколов и отрывов, наблюдаемых на поверхности модели

Вертикальная неоднородность, обусловленная сдвигом. Среди этих работ в первую очередь отметим результаты математического моделирования зон горизонтального сдвигания [2], которые определяют зависимость параметров напряженного состояния не только в латеральном направлении (вкрест оси сдвига), но и по глубине (рис. 2). В этой работе получены достаточно простые формулы для расчета напряжений. По результатам таких расчетов было установлено, что вдоль оси сдвигания снизу вверх снижение уровня напряжений происходит до глубины от поверхности, составляющей 1/4 от общей мощности. Ближе к поверхности происходит увеличение интенсивности девиаторных напряжений, определяющее формирование разрывных структур не только снизу вверх, но и сверху вниз, что подтверждено результатами физического моделирования [3].

Другим важным следствием этих работ явилось построенное поле осей главных напряжений, которые в глубине слоя, подвергающегося сдвиганию, испытывают сложные перестроения. Отметим, что оси главного промежуточного напряжения p_2 всегда лежат в плоскости вертикального сечения, перпендикулярного оси сдвигания. Поскольку оси двух других главных напряжений лежат в плоскости, перпендикулярной p_2 , то показанное на рис. 2, *в* изменение ориентации промежуточного главного напряжения определяет разворот этой плоскости от вертикального положения, параллельного оси сдвигания, у подошвы слоя, до горизонтального вблизи оси сдвигания и поверхности слоя. Таким образом, траектории алгебраически максимального и минимального главных напряжений представляют собой неплоские кривые, показанные на рис. 2, *г*



Рис. 2. Математическое моделирование зон горизонтального сдвига a – схема нагружения бесконечного в плане слоя посредством горизонтального смещения жестких подложек; δ – распределение нормированных значений максимальных касательных напряжений p_{13} в поперечном сечении слоя (вкрест оси сдвигания z) единичной мощности; s – траектории промежуточного главного напряжения p_2 в поперечном сечениии слоя и простирания плоскостей максимальных касательных напряжений слоя; c – траектория осей максимальных касательных напряжений p_3 в поперечном сечении слоя и простирания плоскостей максимальных касательных напряжений на поверхности слоя; c – траектория осей максимального девиаторного сжатия p_3 (D₃A₀B₃) и растяжения p_1 (D₁A₀B₁) и их проекции (пунктир) на вертикальною вдоль оси сдвига и горизонтальную плоскости

и определяющие взрезовый режим напряженного состояния у подошвы слоя (здесь оси этих напряжений имеют угол погружения в 45°) и сдвиговый режим вблизи осевой плоскости зоны скалывания и у поверхности слоя. Соответственно на удалении от этих характерных участков слоя тип напряженного состояния постепенно изменяется, определяя возможность формирования сколов со сдвигово-взбросовой и сдвиговосбросовой кинематикой.

Интепрететация этих данных в свете прогноза вторичного трещинообразования показал, что R-сколы, наблюдаемые в экспериментах на поверхности с глубиной, должны получить нарастающую сбросовую компоненту, а R'-сколы – взбросовую. Следует заметить, что результаты математического моделирования, представленные на рис. 2, отвечают влиянию массовых сил, выражающемуся только в создании всестороннего сжатия и соответственно в отсутствии дополнения в девиаторные компоненты напряжений. Прогнозируемый по результатам теоретического анализа кинематический тип трещин для приповерхностного участка зон сдвигания наблюдался в экспериментах на влажных глинах [4]. В них был зафиксирован слабый наклон плоскости R-сколов в сторону оси сдвига, т.е. против направления движения в крыле, а R'-сколов – в сторону движения в крыле. Небольшой подъем лежачего крыла для Rсколов характеризовал наличие сбросовой компоненты, в то время как для R'-сколов наблюдалась взбросовая компонента.

Влияние на морфологию вторичных разрывов гравитационных напряжений. Следует заметить, что при физическом моделировании, результаты которого представлены в научной литературе, не выполнялись условия подобия на стадии формирования хрупкого разрушения, требующие выдерживать подобие по значениям предельных напряжений, отвечающих за разрушение (эффективное внутреннее сцепление массивов горных пород), и по гравитационным напряжениям, влияние которых на процесс хрупкого разрушения очень велико. Прежде всего, эти напряжения определяют силу трения на берегах разрывов, но они также ответственны и за девиаторные напряжения, определяемые как разница веса столба горных пород на данной глубине и величины бокового отпора. Поскольку для влажных глин предел текучести соответствует уровню девиаторных напряжений не более 0.01-0.05 кГ/см², а вуст уровню девиаторных напряжении не облес 0.01–0.03 кГ/см, а прочность сцепления природных трещиноватых масивов осадочных по-род может отвечать значениям в 5–50 кГ/см², то отсюда следует, что ко-эффициент подобия по ускорению $C_g = 10$, и, следовательно, для выпол-нения подобия необходимо применение центрифугирования. Помимо этого, в экспериментах на влажных глинах значение коэффициента Пуассона *v*, определяющего уровень бокового отпора, близок к 0.5 (несжи-маемость материала), что почти вдвое выше его значений для реальных горных пород. Несоответствие между собой коэффициента Пуассона для влажных глин и для горных пород также определяет невозможность выполнения условия подобия по выделению влияния гравитационного напряженного состояния на хрупкое разрушение.

Оба этих фактора предопределяют роль математического моделирования для прогноза структур разрушения. В частности, использование выражений для напряжений, о которых говорилось выше, позволяет рассчитать параметры напряженного состояния в глубине горного массива, подвергающегося сдвиганию, с учетом при этом нарастающего с глубиной дополнительного воздействия, обусловленного гравитационными напряжениями, отличными от простого литостатического давления (для v = 0.25 горизонтальные гравитационные напряжения составляют 33% от вертикальных). Это дает возможность прогнозировать развитие вторичных разрывных структур в глубине массива. Нами показано, что в глубине массива в каждом из крыльев зоны сдвигания должны наблюдаться кулисы сбросов, ориентированные навстречу друг другу. Пространие этих сбросов составляет с осью сдвигания угол, близкий к 45° в случае отсутствия дополнительного обжима или растяжения. Вблизи оси сдвигания эти сбросы трансформируются в R-сколы, определяя сложное винтоообразное положение поверхности трещин. По мере приближения к поверхности роль гравитационных напряжений убывает, что приводит к доминированию ранее рассмотренного напряженного состояния, в котором должны наблюдаться R-сколы, R'-сколы и Тотрывы.

Работа поддержана проектами РФФИ №№ 03-05-64709, 03-05-64998, 03-05-65092.

Литература

1. Стоянов С. М.: Недра, 1977.

- 2. Ребецкий Ю.Л. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9.
- 3. Михайлова А.В. Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002.
- 4. Борняков С.А. Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, 1981.

Ю.Л. Ребецкий¹

О гравитационном уплотнении и о трансформации энергии всестороннего сжатия в энергию девиаторных деформаций

Внутри платформенных областей земной коры возникновение в горизонтальном направлении максимальных значений сжимающих напряжений часто связывают с проявлением плитной тектоники. Подобный режим напряженного состояния, определяющий взбросовую кинематику активных разломов, фиксируется не только методами тектонофизической реконструкции, но и данными измерений in situ, выпоняемых при разработке горных выработок. Мы считаем, что механизм генерации сжимающих горизонтальных напряжений может быть связан с переводом потенциальной гравитационной энергии в энергию упругих деформаций при катакластическом течении горных пород и взаимосвязью энергии изменений формы и объема, возникающей в результате тектонического подъема пород к поверхности.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Гравитационные напряжения. Стандартное напряженное состояние, отвечающее действию только собственного веса горных пород без учета внешних сил, определяется выражениями:

$$\sigma_{zz}^{g} = -\gamma H, \ \sigma_{xx}^{g} = \sigma_{yy}^{g} = -\nu \gamma H / (1 - \nu), \ \sigma_{ij}^{g} = 0 \ (i, j = x, y, z; i \neq j), (1)$$

где v – коэффициент Пуассона, y – средний удельный вес колонки горных пород мощности H, а ось z направлена вертикально. Вертикальные напряжения сжатия равны весу столба пород на данной глубине и являются главными сжимающими напряжениями ($\sigma_{zz} = \sigma_3$). При v = 0.25 вертикальные сжимающие напряжения втрое больше горизонтальных сжимающих напряжений, которые в латерально однородной среде одинаковые ($\sigma_1 = \sigma_2$). Такой тип напряженного состояния, отвечающий упругой реакции среды, называется гравитационным.

Из выражений (1) следует линейная зависимость от глубины максимальных касательных напряжений *т* и всестороннего давления *p*:

$$\tau^{g} = (\sigma_{xx}^{g} - \sigma_{zz}^{g})/2 = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)} p_{lt},$$
$$p^{g} = -(2\sigma_{xx}^{g} + \sigma_{zz}^{g})/3 = \frac{1 + \nu}{3(1 - \nu)} p_{lt}, \ p_{lt} = \gamma H. (2)$$

Граница начала катакластического течения. Трещинно-поровое пространство горных пород насыщено флюидом, давление которого снижает силы трения так, что катакластическое – трещинное течение может возникать в самых верхних слоях коры. Если в качестве критерия начала накопления остаточных деформаций взять критерий Драккера – Прагера:

$$I_2 + k_c (I_1 + p_{fl}) \ge \tau_c \text{ при } I_2 = 2\tau / \sqrt{3} \text{ и } I_1 = -p, (3)$$

то, используя (2), можно определить глубину H_p , начиная с которой породы «катакластически текут» в условиях действия только гравитационного напряженного состояния

$$H_{p} = 3(1-\nu)(\tau_{c} - k_{c} p_{fl}) / \left| \langle (1-2\nu)\sqrt{3} - k_{c} (1+\nu) \rangle \gamma \right|.$$
(4)

В выражениях (3) и (4) I_1 и I_2 – первый и второй инварианты тензора напряжений, τ_c – внутреннее сцепление пород, k_c – коэффициент внутреннего трения, а p_{fl} – флюидное давление в трещинном пространстве пород, p – тектоническое давление в твердом каркасе пород.

Для параметров прочности $k_c = 0.6$ (средний коэффициент внутреннего трения большинства горных пород, находящихся в условиях среднего уровня обжимающего давления), $\tau_{\tilde{n}} = 25 \text{ кГ/см}^2$, удельного веса – $y = 2.7 \text{ Г/см}^3$ и коэффициента Пуассона v = 0.25 в условиях сухой породы ($p_{fl} = 0$), находим $H_p = 1.8$ км. При гидростатическом законе распре-

деления флюидного давления по глубине $p_{fl} = p_{hy}$ ($p_{hy} = H\gamma_{fl}$, $y_{fl} = 1.0$ Г/см³) переход в катакластическое состояние происходит при $H_p \approx 380$ м.

Особенность накопления остаточных деформаций. Накопление остаточных деформаций в области катакластического деформирования $(H > H_p)$ осуществляется таким образом, чтобы выравнять разницу между напряжениями, действующими в вертикальном и горизонтальном направлениях. Вес столба горных пород фиксирует неизменным величину вертикальных напряжений ($\sigma_{zz} = \sigma_{zz}^{g}$), и уменьшение разницы между ним и горизонтальным напряжением может быть достигнуто только путем появления дополнительного горизонтального сжатия

$$\sigma_{ii} = \sigma_{ii}^g + \Delta \sigma,$$

$$\Delta \sigma = -\left\langle \left[(1 - 2\nu)\sqrt{3} - k_c (1 + \nu) \right] p_{ii} - 3(1 - \nu) (\tau_c - k_c p_{,i}) \right\rangle / \left\langle \left(\sqrt{3} + 2k_c \right) (1 - \nu) \right\rangle < 0.$$
(5)

Формирование остаточных деформаций осуществляется путем активизации множества ранее существовавших и возникновения новых трещин со сбросовой кинематикой. В условиях бокового стеснения возникающее катакластическое течение приводит к появлению в горизонтальном направлении остаточной деформации удлинения и дополнительной упругой деформации укорочения. В вертикальном направлении суммарные деформации, складывающиеся из остаточных и дополнительных упругих, – укорочение, что позволяет классифицировать эту стадию как механизм гравитационного уплотнения.

Гравитационное напряженное состояние в условиях катакластического течения. Катакластическое течение горных пород приводит к уменьшению разницы между вертикальными и горизонтальными сжимающими напряжениями, но не приводит к смене индекса главных напряжений, действующих в вертикальном и горизонтальном направлениях. Таким образом, геодинамический режим, отвечающий этой стадии, также является горизонтальным сжатием. Выражения для значений максимальных касательных напряжений и изотропного давления в условиях катакластического течения принимают вид:

$$\tau = \tau^{g} + \Delta \sigma / 2$$
, $p = p^{g} - 2\Delta \sigma / 3$ при $\Delta \sigma < 0$. (6)

Существование высокого флюидного давления в реальных горных породах приводит к тому, что девиаторные напряжения не превышают 1 кбар. Этот уровень девиаторных напряжений определяет высокий уровень вязкости пород коры, механизм которой в большей части связан с диффузионным крипом. Оцениваемые времена релаксации отвечают сотням миллионов лет, что позволяет говорить о длительном существовании этих напряжений. Энергия упругих деформаций. Как следует из выражений (6), при катакластическом течении, вызванном действием массовых сил, девиаторные напряжения уменьшаются, изотропные увеличиваются. Это приводит к тому, что изменяется энергия, накопленная в упругих деформациях изменения формы и объема:

$$\Delta U_F = -0.5 (\tau^g - |\Delta\sigma|/4) \Delta\sigma|/G,$$

$$\Delta U_O = 2 (p^g - |\Delta\sigma|/3) \Delta\sigma|/(3K).$$
(7)

Здесь *G* и *K* – соответственно модуль упругого сдвига и упругого изменения объема.

В процессе катакластического течения общая величина внутренней упругой энергии растет ($\Delta U = \Delta U_F + \Delta U_O > 0$) и уменьшение удельной энергии формоизменения не компенсирует увеличение энергии изменения объема ($|\Delta U_F| < \Delta U_O$). Дополнительная упругая энергия поступает в объем за счет дополнительных вертикальных перемещений, вызванных упругокатакластическим уплотнением среды. Дополнительная удельная работа вышележащего столба горных пород на этих смещениях запишется следующим образом:

$$\Delta A_{+} = p_{ll} \left| \Delta \mathcal{E}_{zz} \right| = 2(1 - 2\nu) \left| \Delta \sigma \right| p_{ll} / E.$$
(8)

Сумма дополнительной упругой энергии, поступивший в объем, и энергии формоизменения равна сумме энергии изменения объема и энергии, затраченной на совершение пластических деформаций $\Delta \dot{A}_{-}$ $(\Delta A_{+} + |\Delta U_{F}| = \Delta U_{O} + |\Delta A_{-}|).$

Изменение напряженного состояния при подъеме горных пород. Если в результате тектонических движений слой, в котором на глубине $H^0 > H_p$ произошло катакластическое течение, переместится вертикально вверх по разрезу до новой глубины $H < H^0$ ($\Delta H = H^0 - H$), то горизонтальные остаточные деформации, накопленные в геосреде, будут поддерживать постоянным уровень добавочных – остаточных напряжений. Возможность сохранения добавочных сжимающих напряжений связана с двумя факторами. Во-первых, с остаточными деформациями, полученными в результате катакластического течения на глубине, которые «запечатывают» дополнительные напряжения в горных породах в условиях сохраняющегося даже при подъеме бокового стеснения, а во-вторых, изза низкого уровня скорости вязкого течения горных пород, определяемого в основном диффузинной вязкостью. Вертикальный подъем пород приводит к повышению уровня горизонтального сжатия в сравнении с уровнем, ожидаемым по стандартному гравитационному типу напряженного состояния (1, 2).

Если после вертикального подъема произойдет полная эрозия рельефа дневной поверхности, то в глубине массива выражения для вертикальных и горизонтальных напряжений пород, ранее испытавших гравитационное катакластическое уплотнение, принимают вид:

$$\sigma_{zz}(H) = \sigma_{zz}^{g}(H), \ \sigma_{ii}(H) = \sigma_{ii}^{g}(H) + \Delta\sigma(H^{0})$$
 при *i=x,y.* (9)

Вертикальные напряжения строго определяются весом вышележащего столба горных пород, в то время как горизонтальные помнят о дополнительных напряжениях, полученных в результате катакластического течения, произошедшего на глубине H^0 . Эрозия поверхности приводит к большему уменьшению уровня вертикальных напряжений, чем горизонтальных. При определенных соотношениях между H^0 и H напряжения горизонтального сжатия могут стать больше напряжений вертикального сжатия, и тогда произойдет инверсия осей главных напряжений так, что в горизонтальном направлении будет действовать ось максимального сжимающего напряжения $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_2 = \sigma_3$. Выражение для вертикальных пермещений, после которых горизонтальные сжимающие напряжения могут превысить вертикальные, имеет вид:

$$\Delta H > H^{0} \Big[1 - \Big\langle (1 - 2\nu) \sqrt{3} - k_{c} (1 + \nu) - 3(1 - \nu) \big(\tau_{c} / p_{u} (H^{0}) - k_{c} p_{jl} / p_{u} \big) \Big\rangle / \Big\langle \big(\sqrt{3} + 2k_{c} \big) (1 - 2\nu) \Big\rangle \Big]$$
(10)

Последнее выражение при $k_c = 0.6$ и v = 0.25 можно заменить приближенным $\Delta H > 0.922 \ H^0 \left(1 - p_{fl} / p_{fl}\right)$. При $p_{fl} / p_{fl} = 0.38$, перемещение пород с глубины 2 км вверх на 1.2 км приводит к появлению большего сжатия в горизонтальном направлении.

Выводы. Обмен между компонентами энергии упругих деформаций формы и объема, происходящий как на стадии гравитационного уплотнения, так и при вертикальном тектоническом подъеме пород к поверхности, может объяснить увеличенные значения горизонтального сжатия и даже появление в горизонтальном направлении напряжений максимального сжатия. Боковое стеснение массивов пород или постдеформационная трещинная минерализация пород приводит к фиксации дополнительных напряжений, вызываемых гравитационным уплотнением, что позволяет их рассматривать как остаточные напряжения. Низкий уровень девиаторных напряжений, действующих в земной коре (порядка 1 кбар), определяет диффузионный механизм релаксации напряжений и возможность длительного существования напряженного состояния, сформированного в результате гравитационного уплотнения. Отбрасывание упругости при изучении с помощью математического моделирования тектонических процессов (идеально вязкие или пластические модели среды) соответствует предположению об отсутствии памяти в геосреде о предыдущих этапах деформирования и, как следствие неучета остаточных напряжений, вызываемых гравитационным уплотнением или другими тектоническими процессами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64410 и программой №6 ОНЗ РАН.

Е.А. Рогожин, А.Н. Овсюченко, А.В. Мараханов¹

Смещения в очаге Алтайского землетрясения 2003 г. как фактор современного орогенеза

Известно, что сейсмичность является отражением современных тектонических процессов в недрах Земли, а детальное изучение сейсмотектонической позиции сильных сейсмических событий позволяет выявить закономерности процессов новейшего орогенеза. Установлено, что очаги сильных и сильнейших землетрясений представляют собой устойчивые структуры в геологической среде, непосредственно характеризующие современный геодинамический режим развития всей подвижной области, в пределах которой они расположены [1]. Кроме того, анализ структуры и закономерностей распространения сейсмодислокаций, возникших при сильных землетрясениях на поверхности земли, позволяет понять механизм тектонических процессов и прошлых геологических эпох. Эти предпосылки использованы при сравнительном анализе тектонической позиции и структуры очага Алтайского землетрясения 2003 г. (Ms=7.3). Проведение такого анализа стало возможным в результате детального изучения геологических проявлений этого события [2].

Алтайское землетрясение является типичным внутриплитным событием и произошло в пределах Алтае-Саянской области кайнозойской глыбовой активизации. Очаг землетрясения вышел на поверхность в виде протяженной (более 70 км) системы первичных сейсморазрывов на северных склонах Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, оконтуривших южное ограничение присдвиговых Чуйской (восточная) и Курайской (западная) впадин, разделенных Чаган-Узунской межвпадинной перемычкой (блоком) (рисунок). Смещение по разрыву имело правосдвиговую кинематику с максимальной амплитудой 1.5–2.0 м. Кроме

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия



1-2 - разрывные сейсмодислокации Алтайского землетрясения 2003 г. (1 - сдвиги (а), сбросы (б), взбросы (в); 2 - разломы, обновленные в процессе резонансных колебаний); 3 - крупнейшие активные разломы; 4 - четвертичные озерные, речные и ледниковые отложения; 5 - крупнейшие современные ледники магистрального разрыва на поверхности возникло несколько менее про-тяженных оперяющих дизъюнктивных нарушений со значительно более скромными амплитудами смещений. Характерно, что все активизиро-ванные нарушения проявлены в деформациях молодых отложений и форм рельефа. Сильнейший афтершок (1.10.2003 г., Ms = 7.0) породил собственную близширотно ориентированную систему первичных и вто-ричных сейсмодислокаций на ограничениях Центрально-Курайской гря-ды протяженностью около 20 км (район пос. Курай). Смещения по раз-рывам этой системы имели преимущественно взбросовую кинематику с амплитудой 20-40 см.

амплитудои 20–40 см. В бассейне р. Актуру, кроме разломов северо-западного направления, были активизированы север-северо-западные правые сдвиги. Именно из этого района начинает расходиться пучок разломов север-северо-западного простирания, определяющих стиль кайонозойской тектоники более северных районов Горного Алтая. Таким образом, в районе басзападного простирания, определяющих стиль кайонозойской тектоники более северных районов Горного Алтая. Таким образом, в районе бас-сейна р. Актуру и пос. Акташ генеральным направлением сдвигов, акти-визированных при землетрясении, становится север-северо-западное. В противоположном по отношению к Центрально-Курайской гряде крыле сдвигов север-северо-западной ориентировки активизировались струк-туры растяжения (сбросы в районе грабена р. Мажой). Тем самым севе-ро-западное окончание очаговой зоны продемонстрировало характерное для замыканий сдвигов закономерное сочетание структур сжатия и рас-тяжения. Юго-восточное замыкание зоны сейсморазрыва породило иной структурный ансамбль, также характерный для сдвиговых замыканий. Здесь, по-видимому, произошел проворот блоков деформируемой среды против часовой стрелки в горизонтальной плоскости, вылившийся в об-разовании эшелонированной системы правых сдвигов близширотного простирания, укладывающихся в магистральную зону северо-западной ориентировки. Исходя из решений фокальных механизмов, можно пред-положить, что для замыканий сейсморазрыва характерны афтершоки с существенной вертикальной компонентой смещений [3]. В центральной части очаговой зоны повторные толчки имели фокальные механизмы, сходные с механизмом главного толчка, т.е. правосдвиговые. Распределение афтершоков позволило выявить активизацию Чаган-Узунского блока, оконтуренного эпицентрами слабых последующих толчков [3, 4]. При этом в первый день активизации сейсмичность груп-пировалась вокруг этой структуры, что позволило предположить прово-рот Чаган-Узунского блока в момент основного толчка или сразу после него, с надвиганием блока на Курайскую впадину [3]. Последнее явле-ние, очевидно, имело устойчивый характер развития в плиоцен-четвертичное время и зафиксировано в образовании структур сжатия

(приразрывных форбергов) по юго-восточной периферии впадины. В то же время, на восточном ограничении Чаган-Узунского блока такие структуры отсутствуют. Надо отметить, что проворот блока не породил собственных поверхностных сейсмотектонических деформаций. Эпицентры афтершоков также оказались рассеяны и по территории Чуйской и Курайской впадин, свидетельствуя о вовлечении их в сейсмотектонический процесс. Этот процесс развивался на глубине в среднем 3–20 км, не глубже 30 км [4]. Судя по распределению гипоцентров афтершоков, магистральный разрыв на глубине имеет форму пропеллера. При почти вертикальном падении, он в северо-западной части разрыва характеризуется крутым наклоном в юго-западном направлении, а в центральной и юго-восточной частях – в северо-восточном [4].

Итак, очаг землетрясения представляет собой законченную, изолированную (на иерархическом уровне Алтайской горной системы) сдвиговую структуру с достаточно сложным, объемным строением. При субгоризонтальной ориентировке оси сжатия в очаге в север-северо-западном направлении сейсмотектонические напряжения вылились в образовании широкого комплекса деформаций, укладывающихся в сдвиговый структурный ансамбль. Все они без исключения возникли в пределах отчетливо оформленных на плиоцен-четвертичном этапе структур, обнаруживающих следы многочисленных предыдущих сейсмотектонических подвижек. Отражением сдвиговых деформаций, видимо, является и довольно характерное, эшелонированное расположение Северо- и Южно-Чуйского хребтов, Курайского новейшего поднятия.

Таким образом, принципиальной чертой структурообразования в очаговой зоне Алтайского землетрясения является вовлечение в сейсмический процесс как прогибающихся (Чуйская и Курайская впадины), так и воздымающихся (Чаган-Узунский блок, Северо- и Южно-Чуйский хребты, Курайская антиклинальная гряда) морфоструктур в сдвиговом поле деформаций. Эта отличительная черта характерна и для многих других внутриплитных сейсмических событий в Азии с М>7.0: Монгольского, 1761 г.; Хангайских, 1905 г.; Монголо-Алтайского (Фуюньское), 1931 г.; Гоби-Алтайского, 1957 г.; Могодского, 1967 г., Сусамырского, 1992 г. [1, 5]. Можно считать, что многочисленные импульсные смещения блоков коры в очагах внутриплитных землетрясений при главных толчках и в ходе афтершоковых активизаций, измеряющиеся метровыми величинами, являются важным фактором новейшего и современного орогенного процесса.

Литература

1. *Рогожин Е.А.* Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 37–62.

2. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Геотектоника. 2007. № 2. С. 3–23.

3. Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения 2003 г. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, №10. С. 1065–1072.

4. Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова И.В. и др. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. // Физика Земли. 2006. № 2. С. 85–96.

5. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Там же. 1996. № 12. С. 37–58.

Е.А. Рогожин, А.Н. Овсюченко, А.В. Мараханов, С.С. Новиков¹

Структура очага Олюторского землетрясения 2006 г. как проявление межплитных тектонических деформаций

Эпицентральная зона Олюторского землетрясения (Ms=7.8) располагалась в долине р. Вывенка между двумя крупными хребтами Корякского нагорья: Пылгинским и Ветвейским [1]. Корякское нагорье в тектоническом отношении является отражением межплитных геодинамических процессов на границе Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит в районе Берингова моря. Механизм очага по данным ГС РАН и NEIC представляет собой взброс со сдвиговой составляющей. Гипоцентр главного толчка, по разным данным, располагался на глубине 10–15 км [2].

Выполненное детальное картирование выхода очага на поверхность позволяет наметить три основных участка сейсморазрыва с различной внутренней структурой, морфотектонической позицией и кинематикой смещений [3] (рис. 1). Юго-западный сегмент зоны сейсмотектонических нарушений представляет собой изолированный разрыв длиной около 16 км в правом борту долины р. Авъеваям. Бо́льшая часть сегмен-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Положение сейсморазрыва и механизмы очагов главного толчка и сильнейших афтершоков Олюторского землетрясения

Положение эпицентра главного толчка показано по данным ГС РАН и Камчатского филиала ГС РАН (КФ ГС РАН). Афтершоки с Мь ≥ 4.0 по начало августа 2007 г. (данные ГС РАН). Механизмы очагов афтершоков по данным NEIC, главного толчка под данным ГС РАН и NEIC. Горизонтали рельефа проведены через 100 м.

1 – сдвиги; 2 – взбросонадвиги, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла; 3 – направление сдвигового перемещения.

Внизу изображена схема дегального строения юго-западного сегмента зоны сейсмотектонических деформаций. Горизонтали рельефа проведены через 25 м.

рольсуа проведения тероз м. 1 – магистральный сдвиговый разрыв; 2 – раздвиги (зона растяжения); 3 – взброс, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла; 4 – направление горизонгальных перемещений та имеет левосдвиговую кинематику и амплитуду смещений 1.3–1.8 м. На северо-восточном замыкании сегмента сейсморазрыв представлен взбросом с левосдвиговой компонентой смещений. Вертикальная амплитуда взброса достигает 0.7 м, горизонтальная – 0.3–0.8 м. Величина сдвига не превышает 20 см.

Центральный сегмент сейсморазрыва расположен в междуречье Авъеваям–Тылъоваям и представлен эшелонированной системой сдвиговых разрывов, нарушающей кулисообразно подставляющие друг друга холмистые, линейно вытянутые гряды Ивтыгинского поднятия. Все разрывы имеют правосдвиговую кинематику смещений с амплитудой до 1.3 м.

Северо-восточный сегмент сейсморазрыва расположен вдоль левого борта долины р. Вывенка. Здесь сейсморазрыв имеет крайне сложное строение, часто разветвляясь на две-три параллельные ветви. Амплитуда правосдвигового смещения в пределах сегмента не превышает 1 м. Доминирующей является взбросо-надвиговая составляющая. Величина вертикального смещения достигает 2 м, горизонтальное сокращение – 1–1.5 м. Морфология северо-восточного сегмента сейсморазрыва свидетельствует о пологом падении плоскости сместителя на юго-восток, под углом 20–30°. Этот факт хорошо согласуется с небольшой (10–15 км) глубиной гипоцентра главного толчка.

Афтершоки в первые дни после главного толчка. Афтершоки в первые дни после главного толчка охватили овальную в плане область, длинная ось которой ориентирована параллельно простиранию сейсморазрыва [1, 2]. Важно отметить, что глубина гипоцентров достигала 60 км, т.е. в сейсмический процесс оказалась вовлечена вся земная кора и верхи подкоровой литосферы. Для сильнейших повторных толчков 21–29 апреля было характерно решение фокального механизма, сходное с решением для главного толчка, т.е. взбросового типа. С конца апреля и в мае возникли два облака афтершоков, ориентированные вкрест простирания основного сейсморазрыва. Одно из них возникло на северо-западном склоне Пылгинского хребта (афтершок 29.04.2006, Ms=7.0). Несмотря на сходство фокальных механизмов главного толчка и афтершока 29.04.2006, облако толчков образовало зону северо-западной, поперечной ориентировки. Второе облако афтершоков возникло в юго-западной части эпицентральной области. Фокальный механизм самого сильного толчка (22.05.2006, Ms=7.0) в этом районе отвечает практически чистому сдвигу, вероятно, по плоскости север-северозападной ориентировки, в общих чертах совпадающей с простиранием всего облака. В таком случае сдвиг имел правостороннюю кинематику. Отличительной чертой общего структурного рисунка сейсморазрыва

Отличительной чертой общего структурного рисунка сейсморазрыва Олюторского землетрясения является зеркальное подобие юговосточного сегмента по отношению к вместе взятым центральному и северо-западному (см. рис. 1). В обоих случаях образовались сдвиги, кулисообразно подставляющиеся по простиранию взбросами. Однако в юго-восточном сегменте сдвиг является левым, в отличие от центрального, где сдвиг правый. В то же время, на юго-восточном сегменте системы сейсморазрывов по взбросу приподнято северо-западное крыло, в отличие от северо-восточного сегмента, где по взбросу приподнято юговосточное крыло. Принципиальное различие состоит лишь в размерах участков. С кинематической точки зрения структуру северо-восточного сегмента можно интерпретировать как результат проворота блоков деформируемой среды по часовой стрелке. При этом на его юго-западном замыкании возник правосдвиговый разрыв центрального сегмента. Вероятно, этот правосдвиговый сейсморазрыв является трансформным разломом по отношению к взбросо-надвиговому, северо-восточному сегменту.

В целом можно предположить, что в очаговой зоне Олюторского землетрясения основным структурообразующим фактором является поле деформаций сжатия, которое порождает горизонтальное сокращение земной коры на всю ее толщину, сопровождаемое как горизонтальными, так и вертикальными движениями. Реакцией на сжатие в долгосрочном аспекте, очевидно, является формирование в тылу фронта главного взбросо-надвига новейшего Ивтыгинского поднятия, а на дистальных окончаниях взбросо-сдвиговой зоны разломов – депрессий залива Корфа а также рек Пахача и Апука, выполненных толщами плиоцен-четвертичных образований (рис. 2). Система активных разломов, с которой связана зона сейсморазрывов Олюторского землетрясения, в целом настолько велика и значительна, что представляется возможным ограничить ею с северо-запада Беринговоморскую плиту, как это предлагал А.В. Ландер с соавторами [4]. Таким образом, пограничный между тремя литосферными плитами (Охотоморской, Северо-Американской и Беринговоморской) характер сейсмогенерирующей структуры, породившей Олюторское землетрясение, может считаться доказанным.

Литература

1. Рогожин Е.А., Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Сильное землетрясение в Корякии 20 (21) апреля 2006 г.: результаты предварительного изучения // Физика Земли. 2007. № 2. С. 12–20.

2. Информационное сообщение о развитии сейсмического процесса в Корякии в течение месяца после главного толчка 20 апреля 2006 года [Создано: 2006-05-23]. ГС РАН. URL: http://www.ceme.gsras.ru/cgibin/info_quake.pl?mode=1&id=80

3. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С. Тектоническая позиция и геологические проявления Олюторского землетрясения

нисто-вулканогенная неская схема района эпицентральной зоны грясения 2006 г. и отложения (Q4); 2 – ледниковые ниты средне-основного состава Апуксконосная моласса Ильпино-Пахачинской зоны (N₁³); 5 – флишоидная формация Ильпино-Пахачинской (P₂-N₁²) и Ветловской $(P_1 - P_2)$ 30H; 6 – Kpem-Рис. 2. Тектони-Олюторского земле-- аллювиально-Олюторская складчагая система: 3 – вулка-Вывенского вулкани-4 – терригенная углеческого пояса (N₂-Q₁) отложения (Q₃); 3–7 прилегающих озерные оиторий 0 000





20 (21) апреля в Корякии // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 141–145. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

4. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. М.: Наука, 1994. С. 103–122. (Вычисл. сейсмология; Вып. 26).

М.В. Родкин¹

О возможных механизмах реализации степенных распределений числа месторождений в зависимости от объема запасов

Известно, что запасы углеводородных и рудных месторождений распределены крайне неравномерно, значительная их часть, как правило, сосредоточена в малом числе гигантских месторождений. Математическим выражением такой закономерности является то, что эмпирические распределения величин запасов в месторождениях разного вида сырья, как углеводородного УВ [1, 2; и др.], так и рудного [3–6; и др.], часто оказываются близкими к степенному закону распределения. Причем для месторождений УВ степенной закон распределения выполняется настолько хорошо, что используется на практике для оценки числа еще неоткрытых в данном регионе месторождений данного класса. Для рудных месторождений степенной закон распределения выполняется, повидимому, только для крупных месторождений. Однако и такое заключение уже представляется существенным, так как указывает на принципиально общий механизм формирования гигантских и просто крупных рудных месторождений [6].

Из вышесказанного следует, что при обсуждении проблемы генезиса гигантских месторождений минерального сырья полезно иметь в виду возможные схемы реализации степенных законов распределения. Учет таких схем может помочь в понимании механизмов формирования месторождений. Рассмотрим ряд простых моделей, поясняющих возникновение степенного закона распределения для ряда важных геофизических процессов.

Хорошо известным примером реализации степенного закона распределения является процесс сейсмичности. Для случая сейсмичности про-

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

стой (но, при этом, содержательной) моделью процесса является модель реализации степенного распределения в результате совокупности случайно начинающихся и так же случайно прерывающихся эпизодов развития лавинообразного процесса реализации совокупности метастабильных состояний [7]. Такая модель отвечает свойству иерархичности сейсмического процесса и описывает ряд его характерных черт, в частности, широко используемую при прогнозе землетрясений тенденцию уменьшения значения наклона графика повторяемости землетрясений в окрестности сильных землетрясений.

Для случая месторождений УВ применение подобной модели представляется вполне оправданным. Действительно, существуют многочисленные данные, свидетельствующие о молодости (геологической) месторождений нефти и газа. При этом выявляется факт современного пополнения запасов месторождений УВ; более того, имеющиеся данные указывают на такой характер пополнения, когда скорость пополнения оказывается примерно пропорциональной объему запасов УВ в данном месторождении [8]. Нетрудно видеть, что именно такой режим пополнения следует ожидать, если формирование месторождений реализуется в соответствии с моделью лавинообразного процесса.

Механизм реализации положительной обратной связи в случае рудных месторождений неясен. Такой механизм может быть связан, например, с потоками трансмагматических флюидов. Разгрузка таких флюидов на выходе формирует месторождения, при этом прохождение потока флюида сквозь магму будет способствовать ее разогреву и уменьшению вязкости и, тем самым, создавать благоприятные условия (канал) для прохождения через эти же объемы застывающей магмы новых порций глубинного флюида.

Более вероятно, однако, что процесс формирования месторождений, в особенности рудных, – процесс весьма длительный и при этом не лавинообразный. В этом случае степенной закон распределения должен реализовываться каким-то иным способом. Вообще говоря, это возможно за счет изменения длительности времени формирования месторождений (большие по объему месторождения накапливаются дольше). Указания на относительно большую длительность формирования крупных и суперкрупных месторождений действительно имеют место [3]. Однако в такой модели длительность формирования малых и суперкрупных месторождений различалась бы на порядки величины, в 10^3-10^4 раз, и для формирования особо крупных месторождений было бы (возможно) недостаточно всего времени существования Земли.

Остается (видимо) единственный фактор, способный (в рамках используемой модели) привести к требуемому степенному распределению числа месторождений в зависимости от величины запасов – степенное же распределение средних величин скорости накопления запасов. Такое предположение представляется вполне правдоподобным. Действительно, формирование эндогенных месторождений связано с разгрузками флюидомагматических потоков. Величины этих потоков определяются свойствами соответствующих магматических диапиров и интрузий и проницаемостью зон нарушений, по которым происходит разгрузка флюидомагмапотоков. Структуру тектонических нарушений (а также диапиров) принято считать самоподобной и иерархической. Отсюда резонно предположить, что флюидные потоки, отвечающие структурам разного иерархического ранга, также обладают свойством самоподобия и иерархичности.

Рассмотрим простую стохастическую модель такого гипотетического процесса. Предположим, что процесс накопления запасов в месторождении может на каждом шаге с вероятностью p продолжиться, а с вероятностью (1-p), прекратиться. Среднюю величину эндогенного потока для каждого месторождения зададим величиной очередного члена некоторого степенного распределения (например, с типичным значением показателя степени β =1). Скорость роста запасов месторождения на очередном шаге зададим в виде произведения величины интенсивности эндогенного потока (характерного для данного месторождения) на случайную величину rand, например, равномерно распределенную в интервале (0,1).

В используемой модели распределение величин эндогенного потока по степенному закону моделирует известное свойство иерархичности геологической среды, например, иерархичность системы разломов. А случайный характер пополнения, выражающийся произведением величины эндогенного потока на случайную величину rand – случайный характер функционирования питающей месторождение системы. Оба эти условия представляются вполне естественными и даже необходимыми. Таким образом, эта модель вполне правдоподобна в своих предположениях и при этом предельно проста и устойчива (в смысле устойчивости модели, по В.И. Арнольду [10]). Отсюда можно надеяться, что основные закономерности модели будут отвечать основным закономерностям моделируемого процесса формирования месторождений.

Из модели легко получить ряд интересных следствий. В частности, из нее следует, что в области месторождений с малым объемом запасов характер распределения числа месторождений в зависимости от величины запасов отличается от степенного – таких месторождений оказывается меньше, чем следовало бы ожидать, исходя из степенного закона распределения. Отметим, что такой вывод справедлив и для отмеченной выше стохастической модели лавинообразной реализации совокупности метастабильных состояний. Для месторождений УВ такая закономерность хорошо известна по эмпирическим данным [1, 3], и ее принято объяснять тем, что меньшие по объему месторождения труднее обнаружить. Предположение об относительно меньшей вероятности обнаружения малых месторождений весьма правдоподобно и, видимо, соответствует реальности, но используемая модель дает основания предположить и другое объяснение этого явления, а именно: что и реальное число малых месторождений может быть меньше, чем следовало бы ожидать, исходя из чисто степенного закона распределения. В пользу такого предположения свидетельствуют статистические данные об относительном числе месторождений разного класса в нефтегазоносных бассейнах разной степени изученности. Отметим, что учет такого отклонения числа месторождений от ожидаемого их числа (если оно подтвердится в ходе дальнейших исследований) представляется весьма важным при выработке стратегии недропользования и геологоразведочных работ в традиционных и новых регионах добычи.

Работа выполнена при поддержке Программы «Крупные и суперкрупные месторождения...» Президиума РАН и проекта РФФИ № 06-05-64971.

Литература

1. Конторович А.Э., Демин В.И., Страхов И.А. Закономерности выявления различных по запасам месторождений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах // Геология и геофизика. 1985. №11. С. 3–16.

2. *Бурштейн Л.М.* Статистические оценки параметров распределения скоплений нефти по величине в слабоизученных седиментационных бассейнах // Там же. 2006. Т. 47, №9. С. 1013–1023.

3. Крупные и суперкрупные месторождения: Закономерности размещения и условия образования. М., 2004. 432 с.

4. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM, Commission on Geological Map of the World, 2006.

5. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge, 1997. 398 p.

6. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.

7. *Родкин М.В.* Кумулятивный и мультипликативный каскады как модели типизации и механизмов развития катастроф // Геоэкология. 2001. №4. С. 320–328.

8. Родкин М.В. Степенное распределение запасов УВ в месторождениях: модели генерации и связь с процессами восполнения запасов в разрабытываемых месторождениях // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 84–92.

9. Тюпкин Ю.С., Родкин М.В., Гвишиани А.Д., Лабунцова Л.М. Очаг неравновесного процесса в сейсмологии и в геологии полезных ископаемых: общие подходы и простые модели // Геофизические исследования. Вып. 6. М.: ИФЗ РАН, 2006. С. 23–34.

10. *Арнольд В.И.* «Жесткие» и «мягкие» модели // Природа. 1998. №4. С. 3–14.

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева¹

Глубинное строение активных континентальных окраин Дальнего Востока

Исследование глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану выполнено в рамках международного проекта «InterMARGINS» вдоль глубинного разреза тектоносферы, включающей литосферу и астеносферу. Профиль глубинного разреза (рисунок) проходит через мезозойские структуры Сихотэ-Алиня, рифтовую структуру Татарского пролива, кайнозойские образования Сахалина, Курильскую впадину Охотского моря, вулканические структуры Курильской островной дуги, Курильский глубоководный желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км. Исследование глубинного строения осуществлялось на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. При построении геодинамических моделей глубинного строения Дальнего Востока использовались результаты геологических, сейсмических, петрологических, геотермических, магнитных, электромагнитных и гравиметрических исследований. На геодинамических моделях показываются геофизические поля, геологическое строение осадочного чехла, строение земной коры и верхней мантии, размещение глубинных разломов, вулканов и их магматических очагов, распределение очагов землетрясений, глубины залегания астеносферы и отдельных диапиров, палео- и современные субдукционные зоны, распределение глубинных температур.

Регион Охотского моря образует литосферную плиту, расположенную между Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плитами. Плита Охотского моря ограничена глубинными разломами, в ос-

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия



°. °1 \1/2 = 3 = 100° 4 = 5 = 6 78 7 = 5 9

Рисунок. Геотраверс региона Охотского моря

В правом верхнем углу – местоположение геотраверса. Ниже – распределение измеренных значений теплового потока (мВт/м²) вдоль профиля. РZ – палеозой, МZ – мезозой, КZ – кайнозой, К₂ – верхний мел. 1 – положения очагов землетрясений; 2 – разломы; 3 – геологические слои; 4 – изотерма, °C; 5 – границы слоя высокой электропроводности; 6 – граница Мохо; 7 – скорости сейсмических волн, км/с; 8 – водная толща; 9 – вулканы

новном сдвигами, а на юго-востоке современной субдукционной зоной – зоной Беньофа. Фундамент ее разнородный, от кристаллического палеозойско-мезозойского, изученного на материке, Сахалине и Камчатке, до мезозойско-кайнозойского в акватории Охотского моря. Окончательно плита сформировалась в позднемеловую эпоху, а в кайнозойскую эру была перекрыта чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Расположение Охотоморской плиты в зоне контакта трех литосферных плит обусловило на ее границах высокую сейсмичность. На активной континентальной окраине Дальнего Востока регулярно происходит большое количество землетрясений. На нее приходится 80 % энергии от всех землетрясений Северной Евразии.

Толщина земной коры в Охотском море меняется от 35–40 км под Сахалином и Курильскими островами до 10 км под Курильской котловиной. Земная кора подразделяется на фундамент и осадочный чехол. Породы фундамента обнажаются в обрамлении Охотского моря: на Сахалине, Камчатке, Шантарских островах, Курильской островной дуге и подняты при драгировании с подводных возвышенностей. Возраст фундамента от палеозойского до мезозойского. Осадочный чехол выполняет отдельные глубоководные впадины, где его мощность достигает 12 км. Он сложен в основном осадочными, частично вулканогенно-осадочными породами позднемелового-кайнозойского возраста.

Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Она несколько разуплотнена по сравнению с Тихим океаном. По данным сейсмической томографии, в верхней мантии под Охотским морем отмечаются пониженные значения сейсмических скоростей, а в Курильской котловине, на основе электромагнитных исследований, в верхней мантии в интервале глубин 30–65 км выделен слой с повышенной электропроводимостью. Природа слоя связывается с частичным плавлением, а его распространение ограничивается пределами котловины.

Астеносфера в верхней мантии выделена, в основном, по геотермическим данным. Под астеносферой понимается слой в верхней мантии, в котором вещество находится при температуре, близкой к температуре плавления, в связи с чем здесь располагаются первичные магматические очаги, отмечаются повышенная электропроводность и резкое поглощение упругих волн, понижение их скоростей и плотности пород. За верхнюю поверхность астеносферы в регионе принята изотерма 1000– 1200°С. При таких температурах происходит частичное плавление пород верхней мантии с учетом влияния глубинных флюидов.

Астеносфера располагается в верхней мантии в Охотском море на глубине 50–70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана – на глубине около 100 км. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20–30 км под осадочным трогом Татарского пролива, впадиной Дерюгина и Курильской котловиной, обусловливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности. Под Северо-Сахалинской осадочной впадиной, содержащей почти все нефтегазовые месторождения Сахалина, астеносфера в настоящее время расположена на глубине около 70 км. Кроме того, над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе и впадине Дерюгина зафиксированы залежи углеводородов, а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация. Мантийные флюиды астеносферных диапиров определяют геодинамическое развитие осадочных бассейнов и формирование в них углеводородных залежей.

На Сахалине проводящий астеносферный слой распространен в верхней мантии под всем островом и под Татарским проливом, где он наблюдается на глубине около 80 км. Вдоль восточной окраины матери-

ка в верхней мантии наблюдается стык высокопроводящих слоев асте-носферы с жесткой высокоомной верхней мантией континента. Исследование глубинного строения континентальных окраин Дальнего Востока на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных показало, что отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны в регионе Охотского моря является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии; процессы в них и обусловливают формирование структур земной коры. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными котловинами Охотского моря. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы, таким бассейнам отвечает выход кровли астеносферы непосредственно к подошве земной коры.

При апвеллинге астеносферы к земной коре происходит раскол литосферы, заложение рифтовых структур, базальтовые (в основном толеиты) излияния магмы, активные гидротермальные процессы с образованием сульфидных месторождений, обвальная седиментация. Астено-сферные диапиры представляют собой каналы, по которым горячие флюиды, в том числе углеводородные, проникают в осадочные бассейны и другие структуры переходной зоны.

Данные по геотраверсу свидетельствуют о корреляции между интен-сивностью растяжения и строением рассматриваемых структур земной коры. Максимальной интенсивности растяжения (Курильская впадина) соответствуют разрыв континентальной коры, астеносферный апвеллинг соответствуют разрыв континентальной коры, астеносферный апвеллинг к земной, сопровождающийся максимальным тепловым потоком. Татар-скому рифту, где произошло лишь утонение континентальной коры, также соответствует астеносферный диапир, но располагающийся на го-раздо бо́льших глубинах; значительно менее интенсивен здесь и тепло-вой поток. Вулканические породы Курильской островной дуги генети-чески связаны с процессом субдукции океанической литосферы. Их магматические источники располагаются в надсубдукционном клине в пределах верхней мантии, иногда в астеносфере. Построение моделей активных континентальных окраин на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных дает воз-можность выявить эпохи наивысших темпов активизации (в том числе

можность выявить эпохи наивысших темпов активизации (в том числе дегазации) астеносферных диапиров и изучить геодинамическую эво-люцию процессов в переходной зоне от континента к океану.
Литература

1. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. М.: НГК, 1996. 338 с.

2. *Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone // Rus. J. Earth Sci. 2001. V. 3, №. 4. P. 293–310.

3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестн. КРА-УНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. №5. С. 45–58.

4. *Родников А.Г.* Международный проект «InterMARGINS» // Тихоокеан. геология. 2006. № 5. С. 107–109.

5. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 360–365.

О.М. Розен¹, О.М. Туркина²

Древнейшая кора Сибирского кратона

Сибирский кратон состоит из супертеррейнов (составных террейнов, тектонических провинций) и их компонентов – террейнов. Террейны интерпретируются как первоначальные архейские микроконтиненты, сталкивавшиеся (аккретированные) 2.6–2.8 и 2.0–1.7 млрд лет назад. В течение этих двух коллизионных событий граниты выплавлялись из древней коры внутри предполагаемых сутур одновременно с региональным высокотемпературным метаморфизмом древней коры террейнов. Древнейшие породные ансамбли первичных микроконтинентов встречены на юге Сибирского кратона (в пределах Шарыжалгайского поднятия и Алданского щита, рис. 1) и на северо-востоке кратона (на Анабарском щите, рис. 2) ([1] и цитированные в этой публикации источники)

Южная оконечность Тунгусской провинции, обнаженная в Шарыжалгайском поднятии, включает древнейшие гранит-зеленокаменные домены – Онот и Булун, и расположенные юго-восточнее гранулит-гнейсовые домены – Иркут и Китой. Структурный термин свободного пользования – домен – использован вследствие неопределенности их ограничений. Тоналит-трондьемит-гранодиориты – ТТG формация («серые гнейсы») в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия





Б





А – Шарыжалгайское поднятие; Б – западная часть Алданского щита



Рис. 2. Распределение наибольших значений возраста на северо-востоке Сибирского кратона в пределах Анабарского щита [1]

основании гранит-зеленокаменных доменов Онот и Булун обнаруживают модельный возраст T(Nd)DM = 3.59 и 3.51 млрд лет, соответственно, что скорее датирует расплав, тогда как U-Pb-цирконовые значения 3.41–3.28 млрд лет отражают явления их переработки и контаминации. Гранулит-гнейсовые домены Иркут и Китой состоят из метавулканитов субдукционной обстановки формирования. Ядра цирконов из фельзических и средних гранулитов дают 3.3–3.4 млрд лет, тогда как время пребывания в коре составляет T(Nd)DM = 3.1–3.4 млрд лет.

На Алданском щите, в гранит-зеленокаменном террейне Олекма, ТТG -гнейсы доминируют и имеют T(Nd)DM =3.69–3.49 млрд лет, тогда как тоналит-метадиоритовые полутоны имеют возраст 3.1–3.0 млрд лет. Ультрамафические и фельзические зеленокаменные вулканиты образовались 3.0–3.2 млрд лет назад.

На Анабарском щите только Далдынский гранулит-гнейсовый террейн обнаруживает древние датировки. Здесь метамафиты, подобные базальтам океанических островов или плюмовым базальтам, возникли 3.35 млрд лет назад. Плагиогнейсы формации TTG – «серых гнейсов» – преобладают и имеют возраст 3.32 млрд лет. Вследствие их парциального плавления, 3.16 млрд лет назад, появились сопутствующие эндербиты. Прочие плагиогнейсы и метамафиты, датированные 3.1–3.0 млрд лет, являются, по-видимому, переработанными более древними породами, указанными выше. Магматические породы по мере образования немедленно выходили на дневную поверхность, подвергались размыву и попадали в осадки, модельный возраст которых составляет T(Nd)DM = 3.00–3.19 млрд лет.

Выделяются два эпизода в формировании древнейших породных ансамблей первичных микроконтинентов, аккретированных позднее в Сибирский кратон. Первый – 3.69–3.46 млрд лет, за которым последовала переработка коры 3.2–3.0 млрд лет назад. Второй эпизод произошел 3.4– 3.0 млрд лет назад, и переработка, соответственно, – 3.1–3.0 млрд лет назад. Древнейшая кора – 3.69–3.46 и 3.4–3.0 млрд лет – состоит большей частью из «серых гнейсов» ТТG-формации, выплавленных в условиях пологой субдукции. Вулканиты зеленокаменных поясов, подобные базальтам океанических плато, поступали из мантийных плюмов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 06-05-64332 и 06-05-64572.

Литература

1. Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rock assemblages of the Siberian Craton / Eds. M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett, Earth's oldest rocks, Developments in Precambrian Geology (K.C. Condie, Series Editor). Chapter 6.4. P. 495–541. doi 10.1016/S0166-2635(07)15064-7.

О.М. Розен, А.А. Щипанский¹

Эволюция геологических процессов в истории Земли: наблюдаемые признаки и возможные причины

В геологических явлениях раннего докембрия в сопоставлении с фанерозоем наблюдаются заметные признаки направленной эволюции, проявленной как в термодинамических параметрах формирования тех или иных пород, так и в исчезновении или появлении отдельных их типов [1, 2 и цитированные в этих публикациях источники]. Данные по супрасубдукционным и рифтогенным офиолитовым комплексам раннего докембрия (рис. 1, А) показывают, что температуры плавления верхних горизонтов мантии превышали таковые в фанерозое не более чем на 100°С, что обусловило повышенную мощность (20–25 км) архейской океанической коры. Температура на кровле архейских плюмов, извергавших коматииты, превышала современные значения на 250–300°С, вследствие чего океанические коматиит-базальтовые плато имели мощность коры до 60–65 км, тогда как современные плато – до 40 км. Отчетливо эволюционировали анортозитовые комплексы (рис. 1, Б).

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Офиолиты раннего докембрия на континентах (А) и эволюция анортозитов (Б)

Тип: 1 – порфировый; архей; 2 – массивный; протерозой; 3 – расслоенных мафитовых интрузий; 4 – офиолитов; 5 – океанических бассейнов (выявлены при драгировании); 6 – лунных В архее распространены порфировые анортозиты (анортозит-габбровая формация), возникшие как плагиоклазовые кумуляты при базальтовом андерплейтинге мощной (> 20 км) океанической коры. В палеопротерозое массивные анортозиты (анортозит-мангерит-чарнокит-гранитная формация) формировались во время базальтового андерплейтинга при частичном плавлении сиалической коры. В мезо- и неопротерозое анортозиты присутствуют в составе анортозит-рапакиви-гранитной формации, выплавлявшейся вследствие взаимодействия деплетированной нижней коры и базальтов на кровле плюма. Наконец, в фанерозое подобные самостоятельные проявления анортозитов отсутствуют.

Очевидно, что со временем высокотемпературное фракционирование плагиоклаза из базальтового резервуара в нижней коре становилось все более затруднительным, а к началу фанерозоя стало невозможным. Архейская континентальная кора в основном сложена тоналит-трондьемитовыми гранитоидами, вероятно возникшими при плавлении эклогитов или амфиболитов из полого субдуцировавших слэбов океанических плит при повышенных температурах в мантии. Недавние открытия архейских амфибол-цоизитовых эклогитов в Беломорье свидетельствуют о «пологом и теплом» пути трансформации базальта в эклогит в процессе субдукционного погружения океанических плит, тогда как в фанерозойских областях доминируют «холодные» и более высокобарические глаукофан-лавсонитовые эклогиты.

кофан-лавсонитовые эклогиты. Архейские аккреционные (осадочные) призмы при метаморфизме в условиях континентальной коллизии обнаруживают повышенный геотермический градиент (~ 30°С/км). Перечисленные эволюционные изменения имеют направленный характер и удовлетворительно объясняются снижением температуры на границе кора–мантия, и в том числе, – на кровле мантийных плюмов. Только в архее, по неясным пока причинам, формировались деплетированные литосферные кили под кратонами, с которыми связаны архейские алмазы, выносимые кимберлитами. Осадочные чехлы древних кратонов в основном подобны фанерозойским (рис. 2, А). Следовательно, уже в палеоархее местами сформировалась мощная и устойчивая континентальная кора. Однако широкое проявление полосчатой железорудной формации в раннем докембрии отражает радикальное различие в спектре осадочных пород (см. рис. 2, Б–Г). Повидимому, железо интенсивно привносилось при подводном вулканизме. В более поздней истории этого уже не повторялось. Выделение железа было вызвано, возможно, перераспределением железа в мантии в связи с завершением формирования ядра.



Рис. 2. Первый платформенный чехол на Каапвальском кратоне (А); распределение полосчатых железорудных формаций в истории Земли (Б); модели их образования: тип оз. Верхнего, пассивная окраина, архей (В), тип Алгома, островная дуга, протерозой (Г)

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы приоритетных исследований Президиума РАН «Проблемы происхождения биосферы Земли и ее эволюция», а также РФФИ, проекты №№ 03-05-64736, 06-05-65273a, 06-05-64332a.

Литература

1. Розен О.М., Шипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Ст. 1: Вулканизм и ассоциированные мантийные процессы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 5. С. 3–36.

2. Розен О.М., Шипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Ст. 2: Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенности литосферы // Там же. 2007. Т. 15, № 6 (в печати).

А.Е. Романько¹

Об альпийских тектономагматических процессах и металлогенической специализации Западного Белуджистана и Сейстана, Ближний Восток

Изучение нашей группой металлогенической специализации пород и отдельных геологических проблем Западного Белуджистана и Сейстана (Ближний Восток) под руководством Е.Ф. Романько (МПР) позволило установить здесь металлогеничекую зональность. Отчасти подтверждена и тектономагматическая зональность, обусловленная мощным, эффектным пододвиганием литосферы Тетиса под Центрально-Иранский массив [3–4, 6–9], что подтверждается аномальной сейсмоопасностью региона, включая Турцию и т.д.

Кайнозойские внутриплитные изверженные породы Восточного Ирана и сопредельных районов принципиально отличаются от доминирующих в регионе альпийских известково-щелочных вулканических и плутонических пород умеренной щелочностью, обогащением как легкими литофилами – K, Rb, Ba, так и высокозарядными – Zr, Nb, Y, P, Ti и др. и легкими РЗЭ при отсутствии дефицита Eu. Получены довольно глубинные изотопные метки для неогеновых внутриплитных трахибазальтов–трахиандезитов: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (I_{Sr}) = 0.7039 ± 0.2 и 0.70489 ± 0.18; а для известково-щелочного андезита вулкана Базман – 0.70456 ± 0.05 (все

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

в ГИН РАН). Известна также цифра 1982 г. I_{Sr} = 0.7049 для безымянного вулкана, а также несколько невысоких коровых значений для магматических пород западнее, в районе Лутского блока [10].

Устанавливается, в целом, тектономагматическая и металлогеническая зональность (как минимум, в Центральном-Восточном Иране) с более молодыми структурами на северо-востоке, обусловленная региональным пододвиганием литосферы Неотетиса в этом направлении [4, 9]. С этим связан как доминирующий альпийский известково-щелочной магматизм, так и, косвенно, кайнозойский внутриплитный магматизм в тылу. Последний характеризуется неогеновыми и неоген-четвертичными субщелочными и, реже, щелочными продуктами на востоке Ирана, а именно: палеогеновыми? Лутского блока (западнее), а также карбонатитами Афганистана (четвертичными) и Пакистана, предположительно близкими по возрасту. Более глубинный внутриплитный магматизм вместе с известково-щелочным интерпретируется как тектономагматическая пара. Происходит по крайней мере частичная компенсация субдукционного, как считают здесь большинство исследователей, сжатия внутриплитным растяжением. Наличие кайнозойских внутриплитных образований также и в соседних Индии, Турции и т.д. свидетельствует в пользу наличия мощного/очень мощного плюма в регионе. Формирование средних пород территории согласуется с теоретическими представлениями [1, 2, 4, 5, 9]. Изучаемые альпийские породы разных фаций глубинности имеют геолого-геохимическое сходство с подобными продуктами (иногда аналогами) смежных областей Альпийско-Средиземноморского пояса, по известным материалам В.Е. Хаина, Н.В. Короновского и Е.Е. Милановского [9, 4] и зарубежным данным [10-18].

Далее приводится схема основных событий района.

Мел (преимущественно поздний мел, существовала и палеоценовая датировка): формирование довольно представительных офиолитов Тетиса (впоследствии меланжированных).

Палеоцен: сокращение площади океана. Прекращение офиолитового магматизма.

Эоцен: образование мощного регионального флиша (интрудированного разнофациальными магматогенными телами). Закрытие океанического бассейна.

Олигоцен: образование батолитов (преимущественно гранодиоритового состава с подчиненными диоритами, гранитами и лейкогранитами). Консолидация континентальной коры, ее вертикальная аккреция [2, 4, 9].

Миоцен: формирование субщелочных и щелочных низкотитанистых пород массивов Ассаги, Лар, Сейастераги и других, связанных именно с субдукцией. Миоцен – антропоген: внутриплитный субщелочной и (подчиненный) щелочной, высокотитанистый магматизм, частично компенсирующий преимущественное сжатие в связи с субдукцией.и Четвертичные карбонатиты Ханнешина, Афганистан (имеются указания и на внутриплитные магматические проявления в Индии).

Антропоген (квартер): известково-щелочной вулканизм. Более древний стратовулкан Базман (высота 3490 м) преимущественно андезитового состава, генетически связанный с более древними известковощелочными интрузиями в районе Базман, не уступающими по объему эффузивам и пирокластике. Более поздний (предположительно, не голоценовый) андезитовый вулкан Тафтан с уточненной высотой 3940 м (прежняя отметка – 4042 м).

Выделены следующие типы минерализации в связи с альпийскими тектономагматическими объектами.

Поздний мел (± палеоцен): Cu-Ni-Co, Cr, Mn, Mg (магнезит, хунтит – местный термин) гидротермальная с офиолитовым меланжем, отчасти структурированным и, в меньшей степени – собственно офиолитовой последовательностью.

Олигоцен-миоцен: захеданский батолит (включая Базманский и Сараванский плутоны). Аu-Сu гидротермально-скарновая, с гранодиоритами, диоритами и др.). Почти все граниты имеют и следующую специализацию: Ag, Mo, W, Th (Hg, As – на контактах интрузивных тел, по шлихам).

Олигоцен–миоцен: порфировая Au-Mo-Cu-Pb-Zn (полисульфидная) в связи с субвулканическими диоритами, район массива Тафтан с одноименным вулканом, преимущественно западная часть массива.

Неоген–антропоген: район массива Базман и одноименного вулкана как составной части массива. Медная самородная и цеолитовая, вулканогенная. Эксгаляционно-вулканогенная Au-As-Hg-W-Mo. Медная самородная и цеолитовая, вулканогенная.

Мородная и цеопитовая, вулкано сппая. Неоген–антропоген: вулкан Тафтан (структура несколько моложе массива Базман). Сульфидно-серно-алунитовая эксгаляционно-вулканогенная, близповерхностная. Не слишком характерная для территории Аg-минерализации в сочетании с малосульфидной Au-минерализацией.

Основная минерагения региона связана, как установлено, почти исключительно с магматическими формациями: базальт-андезит-риолитовой, андезит-риолитовой, диоритовой, батолитовой (преобладающие гранодиориты с подчиненными диоритами, гранитами, лейкогранитами), а эоценовый флиш (бывший осадочный) обильно пропитан магматическим материалом. Родственные, комагматичные комплексы развиты широко. Приведем некоторые выводы. Происходит известное пододвигание литосферы Тетиса под Центрально-Иранский массив, сопряженное с высокой сейсмоопасностью. Геодинамика региона обуславливает два типа магматизма: преобладающего ивестково-щелочного и, отчасти компенсирующего его, субщелочного (и подчиненного щелочного) внутриплитного. Известковощелочной вулканоплутонизм функционирует с палеоцена (позднего мела) до антропогена (голоцена?), а внутриплитный – с неогена до антропогена (включая четвертичные карбонатиты).

Принимаемая в регионе исследователями зона перехода океан – континент характеризуется золото-медным, очевидно, мантийным профилем. Предполагается и вторичное обогащение пород медью и золотом. Имеется рекомендация и на нетипичное золото-серебряное проявление в связи с олигоцен-миоценовыми диоритами.

Автор очень благодарен Е.Ф. Романько (МПР), А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату (Институт наук о Земле, Тегеран) за неоценимую полевую и камеральную помощь, а также В.В. Ляховичу, Б.П. Золотареву, И.Ф. Габлиной и В.В. Славинскому (ГИН РАН); В.Л. Русинову, В.В. Ярмолюку, В.В. Прокофьеву, И.В. Викентьеву, В.А. Павлову, А.В. Мохову, С.Н. Бубнову, Г.В. Моралеву, А.В. Борисову и В.А. Первову (ИГЕМ РАН) за длительные обсуждения и специальные консультации.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

Литература

1. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Бубнов С.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 3–12.

2. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. 462 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542).

3. Геология и полезные ископаемые Афганистана: В 2 кн. / Ред. Ш. Абдула, В.М. Чмырев, В.И. Дронов. Новосибирск: Недра, 1980. Кн. 1. 535 с.; Кн. 2. 336 с.

4. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 212 с.

5. Пущаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 384, №1. С. 83–88.

6. Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С. О кайнозойских геодинамических обстановках на востоке Ирана (взаимодействие, соответствие магматизма и тектоники и минерагении, проблемы) // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 161–163. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2). 7. Романько Е.Ф., Хушманзаде А., Ноголь Садат М.А.А. // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 1. С. 76–79.

8. Тектоника континентов и океанов: Объяснительная записка к Международной карте мира. М-б 1: 15 000 000 / Ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 1988. 129 с.

9. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

10. Camp V.E., Griffis R.J. // Lithos. 1982. N 3. P. 221-239.

11. Explanatory Text of the Gazik Quadrangle Map 1: 250 000. GSI Rep. 1990. 94 p.

12. Exploration for Ore Deposits in Kerman Region. GSI Rep. / R. Nedimovich (Ed.). Beograd, Tehran. 1973, N 15/53. 234 p.

13. *Hushmand-Zadeh A., Nabavi M.H.* Metamorphic Map of Iran Scale 1: 2 500 000. Tehran: Geol. Surv. Iran, 1986.

14. *Romanko E*. Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran). GSI Rep. Tehran. 1984. N 21. 136 p.

15. Samani B., Ashtari S. // Geosciences. GSI. 1992. V. 1, N 4. P. 14-25.

16. Shah M. T., Shervais J.W. The Dir-Utror metavolcanic sequence, Kohistan arc terrane, northern Pakistan // J. Asian Earth Sci. 1999. V. 17, N 4. P. 443–458.

17. *Stocklin J., Eftekhar-Nezhad J., Husmand-Zadeh A.* Geology of the Shotori Range (Tabas Area, East Iran) // Geol. Surv. Iran Rep. 1965. N 3. 69 p.

18. *Walker R., Jackson J.* Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike-slip system // J. Struct. Geol. 2002. V. 24. P. 1677–1698.

А.Е. Романько, А.Т. Савичев, С.С. Степанов¹

О важнейших тектономагматических и рудных процессах в конвергентных обстановках

Области перехода океан-континент с глубоководным желобом (Вадати-Заварицкого-Беньофа), задуговым бассейном и т.д. признаны ведущими тектонистами важнейшими индикаторами с точки зрения предполагаемой эволюции Земли. Начало действия указанных областей, однако, остро дискусионно. По радикальным представлениям, предполагаемая субдукция экстраполируется даже до катархея. Принципиально, что очень крупная плита не тонет (вариант архея, торошение плит...), согласно строгим расчетам специалистов.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

В настоящей работе проведена компиляция по андезитам в широком возрастном диапазоне. Выделим некоторые важные позиции в контексте сказанного.

Индикаторные геодинамические обстановки областей перехода океан-континент с обязательным средним магматизмом исключительно важны в аргументации эволюции Земли (закономерной, с флуктуациями...), включая эволюцию рудогенеза. Вероятно, не представляется возможным описание эволюции Земли без учета фундаментальной андезитовой проблемы, включая поведение серы (сорбционную способность и т.д.) именно в этих Р-Т условиях. Прогресс конкретных геодинамических обстановок примерно оценивается комплексами-показателями. Дискуссионность ячеистости мантии (1, 2... конвекционные ячейки мантии), соотношение плюм-тектоники и плитной тектоники во времени затрудняет экстраполяцию указанных обстановок. Кроме того, есть данные о химической эволюции андезитов в диапазоне архейантропоген (имеются и радикальные представления о катархейских андезитах). Химическая эволюция андезитов связывается с дифференциацией Земли. Она выражается в пониженной глиноземистости и калиевости архейских андезитов против кайнозойских эталонных андезитов, с учетом фанерозойских пород. В андезитах архея ниже концентрация ли-тофилов с крупным ионным радиусом – Rb, Ba, Sr, Cs и легких ланта-ноидов (ЛРЗЭ, LREE). Напротив, в архейских андезитах повышены содержания некоторых высокозарядных литофилов - Zr, Nb, Y (Ti ?), а также некоторых когерентных элементов - Ni, Mg, Sc (?). Высказаны, например, соображения об изменении угла субдукции для объяснения химических различий. Небезусловное развитие базитового магматизма как законодателя эволюции Земли с элементами спирали (катастрофические циклы с траппами (catastrophic flood basalts), пикритами, гранитными катастрофами, меловыми коматиитами Горгоны и др.) связывалось, в частности, с прежним расчетным охлаждением Земли. Однако бывшие около 100°С охлаждения за 1 млрд лет в настоящее время уменьшаются и критикуются, на что указывали М.Д. Хуторской, В.В. Славинский и др.

Закономерные (планетарные) сборка и распад суперконтинентов согласуются, вероятно, с неидеальной (нелинейной...) эволюцией магматизма в истории Земли, объясняют ее полицикличность (тектономагматические и металлогенические циклы, тупиковое (прежде) повторение коматиитов...), убедительно продемонстрированную В.Е. Хаиным и другими крупными тектонистами.

Исключительная двойственная минерагения средних магматитов подтверждает/демонстрирует эволюцию тектономагматических процессов и мантийного резервуара в истории Земли и важнейшей (уникаль-

ной) «андезитовой» серы, ответственной за колчеданы и т.д. с Au, Ag, As, Bi, Hg, Mo и т.п. при понижении в этом ряду роли базитовых Ptноидов (PGE) расслоенных комплексов, «базитовой» серы (фактор эволюции Земли). Индикаторная металлогения среднего магматизма (Cu, Au...) важна для геодинамики.

Авторы весьма благодарны В.В. Ляховичу, Б.П. Золотареву, В.В. Славинскому, М.В. Лучицкой и И.В. Лучицкому (ГИН РАН), В.Л. Русинову, В.А. Павлову, В.П. Прокофьеву и И.В. Викентьеву (ИГЕМ РАН) за критические обсуждения и специальные консультации.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

Т.В. Романюк¹

Признаки деламинации литосферной мантии в геолого-геофизических данных

На западе США под южным окончанием Великой Долины (ВД) и Сьерры-Невады (СН) в верхней мантии по данным сейсмической томографии закартирована область с повышенными сейсмическими скоростями на глубинах от ~100 до ~250 км, близкая по форме к цилиндру с радиусом около 60 км и получившая название «мантийная капля» (mantle drip) [1, 2]. Сначала она интерпретировалась как нисходящий мантийный поток (downwelling), образовавшийся вследствие проявления гравитационной мантийной нестабильности Рэлея–Тейлора [3, 2], которая может развиваться на инверсионной плотностной границе при подходящих температурах и плотностном контрасте [4–6]. Однако в связи с новыми появившимися данными предложено трактовать эту аномалию как деламинирование литосферного корня CH [7–11].

В тектоногеологическом смысле ВД и горы СН представляют собой реликты преддугового бассейна и вулканической дуги, сформировавшихся в мезозое при субдукции палеоплиты Фараллон под западную окраину Северо-Американского континента. ВД в течение всего кайнозоя (и в настоящее время) оставалась осадочным бассейном. Фундамент СН представлен преимущественно позднемеловыми (~85 млн лет) и более старыми гранитоидами и разнообразными метаморфическими поро-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

дами. Исходя из низких сейсмических скоростей под CH на всю мощность коры (<6.2 км/с), весь этот коровый блок трактуется как гранитный батолит [12, 13].

Анализ многочисленных миоцен-четвертичных коровых и мантийных ксенолитов дает прямые доказательства изменения состава лито-сферы под СН за этот период [14]. Ксенолиты из миоценых вулканитов маркируют трехслойную литосферную колонку, состоящую из: (1) гра-нитного батолита (мощностью ~30–35 км), подстилаемого (2) нижнекоровым слоем (мощностью до 40 км) мафических и иногда ультрамафических кумулатов, в свою очередь подстилаемым (3) перидотитовой мантией. В плиоценовых и четвертичных вулканитах отсутствуют ксенолиты, содержащие гранат, а ксенолиты с глубин от 35 до 70 км свидетельствуют о наличии горячей перидотитовой мантии, что подтверждается детальными сейсмическими исследованиями, которые показывают в мантийном слое непосредственно под границей М скорости 7.4-8.2 км/с, но в среднем низкие ~7.8 км/с, позволяющие подразумевать повышенные температуры [12]. Изменение состава литосферной колонки должно было произойти между 10 и 3 млн лет назад [15] и является сильным аргументом в пользу деламинации нижней коры и подстилающей ее литосферной мантии в течение этого временного периода. Кратковременный импульс высококалиевого и низко-є_{Nd} вулканизма с возрастом 3-4 млн лет многие исследователи связывают с начальной фазой процесса деламинации [16]. Область проявления этого вулканизма на север и юг го-раздо больше, чем размер «мантийной» капли. Это может свидетельствовать о том, что область деламинации литосферы обширнее, чем современное сечение «капли». Устанавливаемое по датировкам магматизма замещение части литосферы астеносферой по времени совпадает с плиоцен-голоценовой фазой поднятия СН, инициированной изменением плавучести верхней мантии [2].

Считается, что толстая гранитная кора и ее мафический (а местами и ультрамафический) корень были образованы в позднемеловое время, когда и была сформирована большая часть СН батолита [17]. При выплавлении мощного гранитного батолита формируется сопутствующий мафическо-ультрамафический подстилающий батолит остаток, как минимум равной (а, возможно, и превосходящей гранитный слой в 2 раза) толщины [13]. Этот остаточный корень должен иметь эклогитовую компоненту, в которой доминирует гранатовый пироксенит, начиная с глубин ~35–40 км. Остаточный пироксенит – очень плотная порода благодаря своему обогащению гранатом до 50% от объема (для сравнения: типичные эклогиты субдукционного происхождения содержат всего около 15% граната) и высокому содержанию Fe [13]. Измеренные плотности гранатового пироксенита в ксенолитах в среднем на 0.15–0.25 г/см³ больше, чем плотности обычных мантийных перидотитов [18].

Динамическое моделирование [4, 19, 6] предсказывает, что (1) в течение наиболее интенсивной фазы формирования «мантийной капли» должно происходить проседание вышерасположенных коровых блоков с прогибом дневной поверхности, (2) вязкие силы драгирования на детачменте достаточны для того, чтобы вызвать общее утолщение коры и сгруживание нижней коры на несколько десятков километров или даже более в идущий вниз поток, формируя V-образный «язык» на Мохо. И, действительно, новейшие детальные сейсмические и геоморфологические исследования региона над «каплей» выявили некоторые структурные детали процесса деламинации.

Особенности речной сети свидетельствуют о том, что округлая область диаметром около 120 км (локальный суббассейн Tulare), расположенная приблизительно над «мантийной каплей», начала опускаться ~3– 4 млн лет назад [20], а анализ врезов речных долин западного склона южной части СН показывает, что западное подножие гор в настоящее время интенсивно «захоранивается» [21]. Если бы регион находился в тектонически спокойном режиме, то он должен был бы быть близок к состоянию изостатической скомпенсированности по схеме Эйри, т.е. областям высокого рельефа должны были бы соответствовать прогибы границы М. Однако общие соотношения рельефа и мощности коры демонстрируют другие закономерности.

Монстрируют другие закономерности. Карта глубин М, основанная на сейсмических данных по рефракционным волнам и конвертированным фазам Ps, показывает, что на восточном фланге CH (под южной частью Долины Owens) граница М располагается на глубине около 30 км. Под CH мощность коры на запад увеличивается, формируя коровый «кант» под западным флангом CH с максимальной толщиной до 42 км под вулканическим полем Kings [8, 12, 10]. На запад от корового «канта» фиксируется область отсутствия четких закритических отражений от Мохо (PmP) в сейсмических экспериментах с применением активных источников, что объяснялось зашумлением записей мощным слоем осадков в ВД [8, 12]. В экспериментах по обменным волнам [10] все широкополосные станции были размещены на кристаллических породах, однако опять же в том же месте оконтурился район, где отражения от Мохо отсутствуют. Специальными расчетами было показано, что мелкомасштабный прогиб М может рассеивать как Ps фазы обменных волн, так и отражения PmP в экспериментах с активными источниками. Таким образом, коровый «кант» и мелкомасштабный прогиб М трактуются как V-выпуклость, создаваемая вязким драгированием в основании коры [10]. Анализ азимутальных вариаций в сейсмических записях показал наличие под CH анизотропного слоя в основании коры, структурный рисунок и параметры которого не коррелируют ни с топографией, ни с геологией CH. Анизотропная область трактуется как зона детачмента, т.е. как зона, где сконцентрировано современное сдвиговое деформирование, а наиболее вероятным фактором, который мог дестабилизировать литосферный корень в раннем миоцене, является воздействие «астеносферного окна», которое начало раскрываться под регионом ~20 млн лет назад [22].

Выявленные структурные детали фиксируют сильную современную асимметрию процесса литосферной деламинации и смещение центра «капли» на запад от центра батолита, что не укладывается в простые схемы. Самые последние детальные сейсмические данные [23] показывают, что, возможно, деламинация протекает многостадийно. Первая порция плотного обогащенного гранатом материала провалилась приблизительно вертикально вниз под СН батолитом и спровоцировала подъем замещающего горячего вещества под Провинцией Бассейнов и Хребтов и Береговыми Хребтами и затягивание в нисходящий поток литосферных фрагментов из соседних и вышерасположенных областей [24]. Впоследствии сложно устроенная «капля» смешанного состава отдрейфовала на запад под действием юго-западных течений в астеносферном окне [22].

Плотностное моделирование по секущему «каплю» профилю, включающее детальный анализ соотношений скоростных и плотностных параметров верхнемантийных аномалий всего региона [25], показало, что: (1) «капля» не может иметь чисто термальную природу, в ее происхождении, наряду с термальными эффектами, важную роль играют композиционные и/или петрохимические факторы; (2) центральная зона «капли» имеет в среднем положительный плотностной контраст ~0.15 г/см³ по отношению к окружающей ее «нормальной» (со скоростями ~8.0 км/с) мантии и ~0.25 г/см³ по отношению к окружающей «каплю» горячей астеносфере, т.е. заметно ниже, чем это можно было бы ожидать при 100%-ном гранато-пироксеновом составе «капли». Все это свидетельствует в пользу композитного состава «капли» и усложненного сценария литосферной деламинации.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-65092 и 07-05-00106).

Литература

1. *Biasi G.P., Humphreys E.D.* P-wave image of the upper mantle structure of Central California and southern Nevada // Geoph. Res. Lett. 1992. V. 19. P. 1161–1165.

2. Jones C.H., Kanamori K., Roeker S.W. Missing roots and mantle «drips»: Regional *Pn* and teleseismic arrival times in the southern Sierra Nevada and vicinity, California // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. P. 4567–4601.

3. Zandt G., Carrigan C.R. Small-scale convective instability and upper mantle viscosity under California // Science. 1993. V. 261. P. 460–463.

4. *Houseman G.A., Molnar P.* Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere // Geoph. J. Intern. 1997. V. 128. P. 125–150.

5. *Houseman G.A., Neil E.A., Kohler M.D.* Lithospheric instability beneath the Transverse Ranges of California // J. Geoph. Res. 2000. V. 105. P. 16237–16250.

6. Jull M., Kelemen P.B. On the conditions for lower crustal convective instability // Ibid. 2001. V. 106, N B4. P. 6423–6446.

7. *Ducea M.N., Saleeby J.B.* A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada // Intern. Geol. Rev. 1998. V. 40. P. 78–93.

8. *Ruppert S., Fliedner M., Zandt G.* Thin crust and active upper mantle beneath the Southern Sierra Nevada in the western United States // Tectonophysics. 1998. V. 286. P. 237–252.

9. Saleeby J., Ducea M., Clemens-Knott D. Production and loss of highdensity batholithic root, southern Sierra Nevada, California // Tectonics. 2003 V. 22. doi: 10.1029/2002TC001374.

10. Zandt G., Gilbert H., Owens T., Ducea M., Saleeby J., Jones C. Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California // Nature. 2004. V 431. P. 41–46.

11. Jones C.H., Farmer G.L., Unruh J. Tectonics of Pliocene delamination of lithosphere of the Sierra Nevada, California // Geol. Soc. Amer. Bull. 2004. V. 116, N 11–12. P. 1408–1422.

12. Fliedner M.M., Klemperer S.L., Christensen N.I. Three-dimensional seismic model of the Sierra Nevada arc, California, and its implications for crustal and upper mantle composition // J. Geoph. Res. 2000. V. 105, N B5. P. 10,899–10,921.

13. *Ducea M.N.* Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective // Ibid. 2002. V. 107, N B11. 2304. DOI 10.1029/ 2001JB000643.

14. *Ducea M.N., Saleeby J.B.* The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 169–185.

15. *Manley C.R., Glazner A.F., Farmer G.L.* Timing of volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocene delamination of the batholithic root? // Geology. 2000. V. 28. P. 811–814.

16. Farmer G.L., Glazner A.F., Manley C.R. Did lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the southern Sierra Nevada, California? // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. V. 114. P. 754–768.

17. *Ducea M.N.* The California arc: Thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups // GSA Today. 2001. V. 11. P. 4–10.

18. *Ducea M., Kidder S., Zandt G.* Arc composition at mid-crustal depths: Insights from the Coast Ridge Belt, Santa Lucia Mountains, California // Geoph. Res. Lett. 2003. V. 30, N. 13, 1703 doi:10.1029/2002GL016297.

19. Neil E.A., Houseman G.A. Rayleigh-Taylor instability of the uppermantle and its role in intraplate orogeny // Geophys. J. Intern. 1999. V. 138. P. 89–107.

20. *Wakabayashi J., Sawyer T.L.* Stream incision, tectonics, uplift, and evolution of topography of the Sierra Nevada, California // J. Geology. 2001. V. 109. P. 539–562.

21. *Saleeby J., Foster Z.* Topographic response to mantle lithosphere removal in the southern Sierra Nevada region, California // Geology. 2004. V. 37. P. 245–248.

22. Zandt G. The southern Sierra Nevada drip and the mantle wind direction beneath the southwestern United States // Intern. Geol. Rev. 2003. V. 45. P. 213–223.

23. *Boyd O.S., Jones C.H., Sheehan A.F.* Foundering lithosphere imaged beneath the southern Sierra Nevada, California, USA // Science. 2004. V. 305. P. 660–662.

24. *Liu M., Shen Y.Q.* Sierra Nevada uplift: A ductile link to mantle upwelling under the Basin and Range Province // Geology. 1998. V. 26. P. 299–302.

25. Романюк Т.В. Проявление контрастных континентальных региональных структур запада США в гравитационном поле // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сес. Междунар. науч. семинара им. Д.Г. Успенского, Екатеринбург, 30 января – 3 февраля 2006 г. С. 306–309.

Т.В. Романюк¹, А.В. Ткачев²

Кластеры миоцен-четвертичных крупномасштабных месторождений бора как индикаторы масштабных глубинных преобразований в литосферной мантии (деламинации ее фрагментов)

Проведенный анализ базы данных крупных и суперкрупных месторождений минерального сырья мира (КСКМ), созданной в ГГМ РАН [1], показал, что три наиболее крупных кластера миоцен-четвертичных месторождений бора располагаются на северо-западе Анатолийского полу-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Государственный геологический музей (ГГМ) им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

острова и в центральных областях западных окраин Северной и Южной Америк (К1, К2 и К3, соответственно). Прослеживание геодинамических обстановок в этих бороносных провинциях за последние 100 млн лет выявляет некоторые закономерности глубинных и поверхностных процессов, приведших к формированию скоплений крупнейших месторождений.

1. Первичный привнос бора в литосферу из субдуцируемой океанической коры. Все три кластера месторождений располагаются в областях функционирования современных или недавних (не старше мела) вулканических дуг. А именно, кластер К1 располагается на коллизионном шве, который является сегментом Альпийско-Гималайского складчатого пояса, образовавшегося вследствие конвергенции между северными (Северная Евразия) и южными (Африка+Аравия+Индия) континентальными массами, разделенными в мезозое океаном Нео-Тетис. В позднемеловое время континентальные массы, расположенные в настоящее время на север от коллизионного шва, являлись южным краем Европы, на котором находились вулканическая дуга и преддуговый осадочный бассейн над зоной субдуцирования океанической литосферы. Месторождения кластера К2 вытянуты вдоль современной активной транстенсионной зоны, маркирующей сочленение батолита Сьерра-Невада, который является реликтом мезозойской вулканической дуги, и Провинции Бассейнов и Хребтов (задуговая область). Кластер К3 захватывает область современной вулканической дуги Западные Кордильеры и задуговой области – плато Альтиплано–Пуна. Четкая приуроченность бороносных провинций к зонам субдукции явно не случайна, поскольку выделяемый из субдуцируемой океанической литосферы флюид «поставляет» бор в надсубдукционную литосферную колонку.

2. Циркуляция бора в субдукционных зонах. Бор – это весьма подвижный элемент, соединения которого достаточно хорошо растворимы в водных растворах и силикатных расплавах, в том числе с повышенной щелочностью. К настоящему времени систематические изотопно-геохимические исследования его распределения проведены во многих современных субдукционных зонах, в том числе, и в области плато Пуна в Центральных Андах (большинство месторождений кластера КЗ). Здесь в вулканитах содержание элемента варьирует в пределах 10–54 ррм и уменьшаются в дуговых лавах с увеличением глубины до зоны Беньофа от +4 до -7‰ [2]. Вместе с другими петрохимическими данными, например, о повышенном отношении В/Nb (Nb – элемент с намного более низкой флюидной подвижностью) в магматитах вулканических дуг по сравнению с МОRB, это свидетельствует о том, что в лавах вулканической дуги на широте плато Пуна бор «океанического» происхождения

составляет не менее 70% и выносится в подвижной фазе (расплавами и/или флюидами) из субдуцируемого слэба. Результаты численного моделирования показывают [3], что выделение бора из субдуцируемого слэба сильно зависит от температур, давлений и минерального состава пород в верхней части слэба. Большие объемы бора могут выделяться как на мелких глубинах (аккреционная призма, преддуговые области), так и на больших (далекая задуговая область). Под плато Пуна интервал наиболее интенсивного выноса бора из слэба должен происходить на глубинах от 88 до 152 км, на бо́льших глубинах флюидный поток резко истощается [2].

3. Формирование бороносных провинций инициируется деламинацией литосферных фрагментов. Для всех трех кластеров детально реконструированы геодинамические обстановки в интервале времени как минимум 100 млн лет, включая как эпизоды субдукции, так и другие тектономагматические события. В том числе, западные окраины Северной и Южной Америк не менее 100 млн лет подвергались эпизодическому воздействию надсубдукционного магматизма и привносу бора в надсубдукционные колонки. Однако месторождения бора не рассеянны равномерно по окраинам Америк или вдоль коллизионных зон, а группируются в компактные кластеры с очень узкими временными интервалами генерации: кластер К1 сформировался за 3 млн лет [4], К2 – за 8 млн лет [5], К3 – не более 15 млн лет [6]. Отдельное месторождение в кластере образуется не более, чем за 3 млн лет. То есть только в определенных местах и в определенный небольшой промежуток времени создавались условия, при которых рассеянный бор надсубдукционной литосферы саккумулировался на поверхности в озерах до рудных концентраций в промышленных объемах. Это означает, что формирование гигантских месторождений инициируется кратковременным процессом «взрывного» характера. А именно: по всем трем кластерам есть несомненная пространственно-временная корреляция между эпизодами деламинации литосферного корня провинции и формированием месторождений.

Лучшие по качеству и детальности геолого-геофизические и петрогеохимические данные в этом смысле имеются для плиоценовых месторождений на западе Северной Америки (К2), которые убедительно доказывают, что формирование месторождений совпадает с деламинацией крупного фрагмента литосферного корня тектонического блока, вмещающего батолит Сьерры-Невады. Отрыв большого литосферного фрагмента (см. ст. Т.В. Романюк «Признаки деламинации...» в наст. сб.) сопровождался импульсом глубинного высококалиевого магматизма с выходами лав, в том числе и в области задугового растяжения коры, где в бессточных бассейнах и образовывались бороносные озера. На Анатолийском полуострове формирование самой богатой бороносной провинции в мире произошло в момент деламинирования литосферы, сопровождаемого изостатическим подъемом и растяжением коры и сопутствующим этому событию эпизодом «взрывного» магматизма [4, 8]. В Центральных Андах деламинация нижней коры и литосферной мантии носит мелкоблоковый, растянутый во времени характер и соответственно временной интервал формирования месторождений ~15 млн лет.

4. Высококалийевый магматизм является косвенным индикатором процессов, благоприятных для формирования бороносных провинций. Формирование всех без исключения месторождений коррелирует с проявлениями высококалиевого (высококалиевого, ультравысокалиевого или шошонитового) магматизма, имеющего мантийную природу расплавов. В частности, в Центральных Андах магматическая активность захватывала область от Западных Кордильер до западной кромки Восточных Кордильер в период 27–5 млн лет назад (пик активности ~7 млн лет), затем стала отступать на запад, к ~5 млн лет назад проявлялась лишь до западной части плато Альтиплано–Пуна, а последние 2 млн лет сосредоточена в вулканической дуге Западных Кордильер. Проявления магматизма разнообразны: игнимбриты, базальтовые потоки, шошониты, плюмазитовые граниты и др. Но положение КСКМ бора и их возраст четко коррелируют именно с проявлениями шошонитового магматизма.

Глубиное плавление и последующая магмо/флюидная активность при деламинации литосферы имеет многофакторную природу [7]. Вопервых, тонущий литосферный фрагмент наводит замещающий восходящий поток. В поднимающейся горячей астеносфере может происходить декомпрессионное плавление, а при внедрении мантийных расплавов в кору – плавление последней (бимодальный магматизм [8]). Вовторых, в самом тонущем литосферном фрагменте неизбежны преобразования вещества. В частности, если он представляет собой метасоматизированные породы надсубдукционного мантийного клина, большинство гидратных фаз, включая серпентинизированные перидотиты, должны трансформироваться с выделением флюида, который, нарушая равновесие вмещающей среды, может вызвать мокрое «взрывное» плавление. В результате этих процессов не только сам тонущий фрагмент, но и окружающие его объемы мантии оказываются вовлечены в глубокую метаморфическую переработку и частичное плавление, при которых создаются благоприятные условия для «вымывания» и выноса к поверхности вместе с магмофлюидным потоком подвижных элементов, включая бор. Следует отметить, что высококалиевый магматизм сопровождает не только литосферное деламинирование, но и другие процессы (например, астеносферный аппвелинг), однако это всегда индикатор глубинных преобразований мантийного вещества. Давно замечено, что существует корреляция между содержаниями К, В и Rb в породах. Тот факт, что формирование бороносных провинций коррелирует именно с высокаливым магматизмом, по-видимому, связано с тем, что процессы, протекающие при формировании таких магм, одновременно являются благоприятными и для концентрирования бора.

5. Гигантские месторождения бора – это бороносные лимниче-ские отложения или рассолы. Наиболее важной особенностью всех без исключения КСКМ бора в описываемых кластерах и большинства месторождений по миру является то, что они представляют собой отложения, связанные с рапой и осадками озер эндогенно активных областей [4-6]. Например, основные залежи бора гигантского месторождения Крамер сосредоточены в слое мощностью 1-10 м на площади 3x1.5 км, сформировавшемся на краю обширного третичного осадочного бассейна [9]. Процесс образования таких отложений можно наблюдать и в настоящее время. На плато Альтиплано в гигантское бессточное соляное озеро Уюни стекают, в том числе, и воды, расположенных в его окрестностях геотермальных источников с растворенным в них бором. Аридный климат способствует кристаллизации и аккумуляции в отложениях на дне его соединений. Исследования бороносных геотермальных источников [10], показывают, что концентрации В в них порядка 50 мг/л, редко достигая 100 мг/л, т. е. в среднем не выше, чем в окружающих магматических породах. Таким образом, наиболее эффективным звеном в процессе аккумулирования бора и критическим для формирования КСКМ является процесс выпаривания, а факторами, обусловливающими запасы и тип руды, являются общий объем рудных элементов во вмещающих толщах, аридность климата, длительность и температурный режим бессточного функционирования озерной котловины. Поскольку соединения бора в месторождениях подобного типа легко переходят в растворы любого происхождения, как в глубинных, так и в приповерх-ностных условиях, то они на больших отрезках геологического времени практически не сохраняются, особенно, если учесть их локализацию в геодинамически активных регионах. Поэтому такие КСКМ в толщах древнее 25 млн лет не известны.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН №2.

Литература

1. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Гатинский и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1: Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 390 с. 2. Rosner M., Erzinger J., Franz G., Trumbull R.B. Slab derived boron isotope signatures in arc volcanic rocks from the Central Andes and evidence for boron isotope fractionation during progressive slab dehydration // Geochem., Geophys., Geosyst. 2003. V. 4. P. 1–25.

3. *Marschall H.R., Altherr R., Rüpke L.* Squeezing out the slab – modelling the release of Li, Be and B during progressive high-pressure metamorphism // Chem. Geol. 2007. V. 239. P. 323–335.

4. *Erkul F., Helvvaci C., Sozbilir H.* Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadic borate basin, western Turkey // Turk-ish J. Earth Sci. 2005. V. 14. P. 227–253.

5. *Deeby D.J.* Borate deposits of California: past, present, and future. Industrial minerals and extractive industry geology // Eds. P.W. Scott, C.M. Bristow. London: Geol. Soc. of London, 2002. P. 87–92.

6. *Helvaci C., Alonso R.N.* Borate deposits of Turkey and Argentina: a summary and geological comparison // Turkish J. Earth Sci. 2000. V. 24. P. 1–27.

7. *Elkins-Tanton L.T.* Continental magmatism caused by lithospheric delamination. 2004. http://www.mantleplumes.org/LithDelam.html

8. *Aldanmaz E.* Mineral-Chemical Constraints on the Miocene Calc-alkaline and Shoshonitic Volcanic Rocks of Western Turkey: Disequilibrium Phenocryst Assemblages as Indicators of Magma Storage and Mixing Conditions // Turkish J. Earth Sci. 2006. V. 15. P. 47–73.

9. Swihart G.H., McBay E.H., Smith D.H., Siefke J.W. A boron isotopic study of a mineralogically zoned lacustrine borate deposit: the Kramer deposit, California, USA // Chem. Geol. 1996. V. 127, N 1. P. 241–250.

10. Kasemann S.A., Meixner A., Erzinger J., Viramonte J.G., Alonso R.N., Fran G. Boron isotope composition of geothermal fluids and borate minerals from salar deposits (central Andes/NW Argentina) // J. South Amer. Earth Sci. 2004. V. 16. P. 685–697.

Погребенные речные палеодолины Черноморско-Кавказского региона и их связь с размещением залежей УВ

Сокращение фонда традиционных структурных ловушек (антиклинальных поднятий) на Северо-Черноморском шельфе и в Предкавказье обусловило необходимость поиска углеводородных ловушек других типов, в частности литологических и стратиграфических. В настоящее время наиболее перспективными представляются ловушки, сформировавшиеся в русловых терригенных отложениях погребенных речных палеодолин. Речные отложения, выполняющие палеодолины, представлены в основном песчаниками и алевролитами. Эти породы за счет повышенной пористости являются хорошими коллекторами.

Именно в русловых отложениях чокрака в 90-х годах прошлого столетия в Западном Предкавказье был открыт ряд нефтяных и газовых месторождений, в том числе Сладковское [4] – наиболее значительное из найденных за последние десятилетия в этом регионе. Его площадь расположена в зоне формирования чокракских дельтовых отложений, накапливавшихся в пределах относительно узкой продольной впадины вдоль северного борта Западно-Кубанского прогиба.

Помимо Сладковской, наиболее достоверно установленными и протяженными среди палеорек Западного Предкавказья являются Бурукшунская (миоценовая) и Каневская (плиоценовая) палеодолины [3]. Бурукшунский каньон представляет собой единую систему погребенных долин, которые прослежены более чем на 150 км, от Ергининского плато до долины Маныча. Возраст палеовреза определяется стратиграфическим положением и преобладающей в отложениях микрофауной как поздний сармат – средний мэотис. Каневская палеодолина древнего Дона киммерийского возраста установлена в полосе шириной до 10 км и более, простирающейся на 180 км с северо-востока от ст. Ленинградской на югозапад через ст. Каневскую до г. Приморско-Ахтарска. Небольшая погребенная речная долина меридионального направления, предположительно акчагыльского времени, была установлена по линии ст. Темижбекская – пос. Белая Глина и является, вероятно, одним из рукавов палео-Дона.

Отложения палеорек имеют весьма широкое распространение и в пределах Центрального Предкавказья. Наиболее древний установленный участок миоценовой аллювиальной палеоравнины расположен в

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

окрестностях станицы Беломечетской Кочубеевского района. Здесь р. Кубань разрезает песчанистые отложения древнего чокракского моря, покрывавшего 15–16 млн лет назад территорию Северного Кавказа. В 3 км к юго-западу от г. Ставрополя, в Косякинском карьере, вскрыты дельтовые отложения, остатки фауны в которых датированы мэотисом– понтом [5]. По северо-западному обрамлению Ставропольского поднятия, в районе г. Новоалександровска и ст. Расшеватской, сохранились фрагменты речных палеодолин, в отложениях которых найдены остатки млекопитающих, предположительно акчагыльского возраста [5]. В Новом карьере, близ г. Георгиевска, на правом берегу р. Кумы, вскрыты отложения дельтового комплекса, фаунистические находки в котором указывают на его акчагыльско-апшеронский возраст [5].

На территории Горного Крыма в неогене также существовала развитая аллювиальная система. На мысе Фиолент в миоценовых отложениях нами был установлен и изучен фрагмент речного палеоканьона шириной около 100 м и глубиной до 20 м. Слагающие его конгломераты и карбонатные песчаники содержат остатки фауны, возраст которой условно определен как чокракский. Отложения палеореки перекрываются сарматскими известняками, образующими здесь бронирующую поверхность.

Геофизические исследования последних лет показали, что в осадочном чехле северо-восточной части Черноморской котловины также широко развиты захороненные палеодолины [1, 2]. Это позволяет предполагать существование месторождений УВ и в осадочном чехле Черноморской впадины.

В пределах погребённого вала Шатского палеоврезы были установлены по материалам сейсмопрофилирования. В настоящее время район вала Шатского остается еще неразбуренным, поэтому возраст сейсмокомплексов определен в некоторой степени условно, на основе анализа и сопоставления региональных геологических данных. Использовались данные бурения скважин вокруг Черного моря, а также метод событийной сейсмостратиграфии. Нами были выделены две крупные системы врезов, первая из которых условно приурочена к чокрак-караганскому времени, а вторая – к мэотическому и понтическому векам. В нижней системе наблюдаются более крупные, по сравнению с верхней, палеоврезы. На одном участке один над другим располагается до четырех врезов шириной от 640 до 1000 м и глубиной от 100 до 400 м. Эти каналы местами прорезают также и майкопские отложения. Генеральное направление течения рек на территории поднятия Шатского было с CB на ЮЗ, хотя вероятно, что все они либо часть их являлись притоками крупной палеореки, огибавшей поднятие вдоль линии современного Туапсинского прогиба. Верхняя система врезов (мэотическо-понтийская) отличается меньшим количеством врезов, расположенных друг над другом – не более двух, а также меньшей их шириной (от 250 до 700 м) и глубиной (от 50 до 300 м). Направление течения рек, по-видимому, сохранялось прежним, и речные долины в общем сохранили свое положение на местности, т.е. более поздние русла сформировались на месте уже существовавших ранее. Вопрос о палеогеографических условиях, в которых происходило формирование и развитие данных речных систем, является дискуссионным. На основании эрозионного характера поверхностей неогеновых отложений, а также расположения главного русла – вдоль оси Туапсинского прогиба, – мы предполагаем, что вдоль южного склона Западного Кавказа – так же, как и вдоль северного, – в чокрак-караганское время существовала прибрежная аллювиальная равнина, которая позднее была перекрыта и «запечатана» конкско-сарматской трансгрессией. В мэотисе–понте примерно на том же месте образовалась новая речная палеосистема, хотя и со сравнительно менее глубокими врезами. Возможно, что речная система здесь существовала и в плиоцене, однако по имеющимся данным достоверно установить это невозможно.

Анализ фондовых и опубликованных данных, а также материалы полевых наблюдений позволяют сделать следующие заключения:

1. Палеоканьоны в неогеновых отложениях Восточно-Черноморского региона имеют широкое площадное и стратиграфическое распространение. Погребенные речные долины установлены на территории Горного Крыма, Западного Предкавказья и на вале Шатского в Черном море. По возрасту палеоканьоны разделяются (условно) на две группы: чокрак-караганские и мэотическо-понтийские.

 Неогеновые речные палеосистемы региона в целом развивались в сходных условиях в одно и то же время. В неогеновое время в области вала Шатского и в Горном Крыму, как и в Западном Предкавказье, существовали прибрежные аллювиальные равнины; палеореки стекали с растущего горного сооружения Большого Кавказа.
Район вала Шатского в Черном море является перспективной об-

3. Район вала Шатского в Черном море является перспективной областью для поиска месторождения углеводродного сырья. В его пределах выявлены среднемиоценовые системы каньонов, морфология которых позволяет предполагать их речное происхождение, по аналогии с уже известными палеодолинами Западного Предкавказья. Именно с этими отложениями связаны многие нефтегазовые месторождения в Западном Предкавказье.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическая история Восточно-Черноморского региона и перспективы его нефтегазового потенциала // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2005. № 5. С. 3–14.

2. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Неогеновая речная система вала Шатского в Черном море // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 1–4.

3. Белуженко Е.В. Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья. Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2006.

4. Воскресенский И.А., Автономова Л.П., Камбарли С.Э. и др. Отчет по теме: «Картирование клиноформ чокракских отложений на Сладковско-Морозовской площади по данным сейсморазведки и бурения с целью установления закономерностей размещения коллекторов и залежей УВ. Краснодар: ЗАО «Кубаньгеосервис», 1999. Место хранения: Росгеолфонд.

5. *Гниловской В.Г.* Занимательное краеведение. 2-е изд., доп. и перераб. Ставрополь: Ставроп. кн. изд-во, 1974. 432 с.

С.Г. Рудаков¹

О вероятности геодинамической связи крупнейших тектонических событий второй половины венда в Средиземноморском и Северо-Атлантическом подвижных поясах с кинематикой Балтийской континентальной плиты

1. В Средиземноморском подвижном поясе океан Прототетис, раскрывшийся в позднем рифее (850–800 млн лет назад), разделял собою Восточно-Европейский материк и группу африканских континентальных массивов. Во второй половине венда, на кадомском (панафриканском) тектоническом рубеже произошло сочленение последних в единый материк, ставший компонентом Западной Гондваны [4]. Тот же режим генерального сжатия привел к замыканию прилежащей части палеоокеана. Устойчивость режима сжатий в последующее время обеспечила интенсивный орогенез этой новообразованной суши. В непосредственном обрамлении Восточно-Европейского материка кадомские пе-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ремены никак не проявились [2] и здесь вплоть до конца кембрия – начала ордовика устойчиво сохранились как характер океанского режима (и по седиментации, и по магматизму), так и тип сочленения океана с континентом. Эти существенные различия позволили выделить Перигондванскую и Перифенносарматскую части океана [2]. Следует подчеркнуть, что такое постоянство тектонической эволюции Перифенносарматской части Прототетиса косвенно указывает на отсутствие значительной эпикадомской редукции общей акватории Европейского Прототетиса, несмотря на события в его Перигондванской части. Сохранение прежнего хода эволюции около Восточно-Европейского материка вероятнее всего было обеспечено значительным отодвиганием этого материка, представлявшего целостную континентальную плиту, от Западно-Гондванского ограничения подвижного пояса.

 В Северо-Атлантическом поясе, который в позднем рифее – начале венда представлял собой континентальный рифт между Северо-Американским и Восточно-Европейским материками, вторая половина венда была ознаменована завершением такого режима и началом спрединга с раскрытием океана Япетус, разобщившего названные материки [5]. Последний из них представлял целостный жесткий массив, который в палеомобилистских построениях, например [6], рассматривается обычно как Балтийская континентальная плита. А priori трудно себе представить, что крупнейшие тектонические события, близкие по времени и противоположные по направленности, произошедшие в подвижных поясах, соседних с единой континентальной плитой, не были геодинамически связаны друг с другом. Именно подвижность этой континентальной плиты выглядит как одна из главных вероятных причин, вызвавших принципиальные перемены в тектонической эволюции Средиземноморского и Северо-Атлантического подвижных поясов.
Оценить направление перемещения всей Балтийской плиты во

3. Оценить направление перемещения всей Балтийской плиты во второй половине – конце венда помогает также информация о тектонике ее современной северо-восточной окраины. В частности, В.Н. Пучков [1] показал, что на западном склоне севера Урала, на Тимане и в Тимано-Печорской депрессии, ороген «был сформирован в результате поздневендской (630–570 млн лет назад) континентальной коллизии» и по времени образования был близок кадомским, панафриканским и авалонским структурам. Наличие кадомских и эпикадомских сжатий, выявленное и в структуре дна юга Баренцева моря [3], также отражает перемещение Балтийской континентальной плиты с соответствующим удалением от Западной Гондваны Перифенносарматской окраины Европейского Прототетиса. Можно предполагать, что с этим перемещением Балтийской плиты, сопровождавшимся некоторым ее сжатием, была связана также смена авлакогенной стадии плитной в эволюции Восточно-Европейской платформы, произошедшая в позднем венде [3].

4. Перемещения Балтийской плиты наметившиеся на разных ее перифериях, позволяют достаточно уверенно предполагать, что эта мобильность плиты затронула и область континентального рифта между Восточной Европой и Северной Америкой. Более того, именно этот кадомский импульс перемещения Балтийской плиты мог вызвать в Северо-Атлантическом поясе смену континентального рифтинга спредингом с раскрытием океана Япетус, разобщившим названные материки. Устойчивость режима напряжений в эпикадомское время могла способствовать прогрессу новообразованного океана, который получил обширную связь с эпикадомской акваторией Европейского Прототетиса и стал крупнейшим элементом планетарной океанской системы самого конца протерозоя – начала палеозоя.

Литература

1. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. №4. С. 42–61.

2. *Рудаков С.Г.* О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. №2. С.26-36.

3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 605 с.

4. *Хаин В.Е. Рудаков С.Г.* Западная Гондвана, Восточная Гондвана и Прототетис в конце докембрия – начале палеозоя // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1996. №4. С. 13–19.

5. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника: Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.

6. Von Raumer J.F., Stamphly G.M., Bussy F. Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine orogens // Tectonophysics. 2003. V. 365, №1. P. 7–23.

Среднепалеозойская геодинамика Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс, Забайкалье)

Забайкальский сегмент Монголо-Охотского пояса, расположенный между Селенгино-Становым и Аргунским докембрийскими массивами, включает Даурскую и Агинскую зоны. Территорию первой занимают преимущественно гранитоиды (PZ₁-MZ), среди которых расположены участки более или менее метаморфизованных пород (PR-C). В раннем триасе здесь формируется флишоидная серия, а в юре – вулканогеннотерригенная моласса, выполняющая систему грабенов. Агинская зона характеризуется незначительным развитием гранитоидов, присутствием офиолитов, широким распространением разнообразных вулканитов. Считается, что она представляет собой сутуру, где совмещены структурноформационные комплексы, соответствующие различным частям Агинского бассейна – основного элемента Монголо-Охотского палеоокеана.

В пределах Агинской зоны выделяются следующие структурноформационные комплексы палеозоя: цугольский, кулиндино-ононский, усть-борзинский и уртуйский.

1. Цугольский комплекс включает Цугольский габбро-диоритплагиогранитовый массив, систему рвущих его диабазовых даек, диабазовые силы и потоки в его кровле. По химизму все они относятся к низкощелочной Na-серии. Диабазы характеризуются низкой степенью дифференциации, сходством с MORB. На дискриминационных диаграммах они попадают в поле базальтов зон деструкции континентальных окраин [1]. Возраст массивов до сих пор считался докембрийским. По нашим данным возраст габбро 448.2±9.1 млн лет (O₃; U-Pb SHRIMP – II датирование по цирконам; здесь и далее ЦИИ ВСЕГЕИ), плагиогранитов – 436±4 млн лет (S₁Ln; U-Pb датирование по цирконам, классический метод). Соответственно возраст диабазовых даек – послераннесилурийский. Мы считаем, что появление дайковых роев Цугольского массива отвечает началу дробления Аргунского массива и образования среднепалеозойского Агинского бассейна.

2. Кулиндино-ононский комплекс включает кулиндинскую и ононскую свиты, структурно связанные с офиолитами Пришилкинского пояса. В последнем установлены практически все элементы офиолитовой ассоциации: апогарцбургитовые серпентиниты, метапироксениты, амфиболитизированное полосчатое и изотропное габбро, амфиболовое габбро, ор-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тоамфиболиты. Все они образуют систему пластин, расслоенных телами апогранитных бластомилонитов. Кулиндинская свита представлена апобазальтовыми эпидот-актинолит-альбит-хлоритовыми сланцами. По химизму в них различаются N-MORR, E-MORB и OIB разности [2]. Наши данные в целом это подтверждают. Ононская свита, наряду с апобазальтовыми сланцами, образована преобладающими кварц-слюдяными сланцами, метакварцитами, редко мраморами. Возраст офиолитов считается рифейским [3]. Для решения этого вопроса была отобрана проба из полосчатого габбро (Богтуска, левобережье Шилки в районе д. Молодовск). Анализ выделенных из него цирконов дал конкордантный возраст 393 \pm 6.3 млн лет (D₁/D₂; U-Pb SHRIMPP-II датирование), что позволяет рассматривать пришилкинские офиолиты (в том числе кулиндинские базальтоиды) как образования спреднепалеозойской океанической коры.

3. Усть-борзинский комплекс включает отложения чиндантской (D_{1-2}), усть-борзинской (D_{2-3}) и зуншивеинской ($D_3 - C_1$) свит. Наши данные по конодонтовой стратиграфии этих свит позволяют уточнить их возраст в интервале: чиндантская (D_1p -e), усть-борзинская (D_2 ef- D_3 f, возможно D_3 fm), зуншевиинская (D_3 fm- C_1). Стратиграфическое основание чиндантской свиты не вскрыто. Разрез комплекса достаточно изменчив. В западной части зоны (здесь и далее современные координаты) чиндантская свита образована полимиктовыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в песчано-алевролитовую толщу. На эмском уровне здесь появляются первые потоки базальтов. Усть-борзинская свита представлена сложно линзующимися базальтами, реже кислыми вулканитами и субвулканическими телами, органогенными известняками. Ее верхняя часть – толща глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. В восточном направлении роль псаммитового материала в разрезе комплекса заметно сокращается. Здесь преобладают алевроглинистые отложения, шире распространены кремни, появляются прослои плитчатых битуминозных известняков. В этом же направлении существенно увеличивается мощность базальтов. Зуншевиинская свита, по нашим данным, с постепенным переходом надстраивает усть-борзинскую. Она представлена песчано-сланцевой серией, в верхней части которой существенную роль играют кислые вулканиты.

Таким образом, усть-борзинский комплекс представлен преимущественно терригенными отложениями. Западные фации чиндантской и усть-борзинской свит маркируют западный борт Агинского прогиба, а восточные – его осевую, наиболее глубоководную часть. Бимодальные вулканиты (D₁e-D₂) с их субщелочными базальтоидами мы рассматриваем как рифтогенные образования, связанные с новым импульсом раскрытия Агинского бассейна. 4. Уртуйский комплекс соответствует уртуйской свите. Он построен наиболее сложно, а некоторые особенности его разреза сейчас еще не до конца ясны. Возраст уртуйской свиты считается [3] турнейсковизейским. Структурно здесь совмещены отложения двух типов разреза: эффузивно-терригенный и эффузивно-туфогенный. Оба они начинаются базальтами, содержащими линзы яшм и, реже, известняков. В эффузивно-терригенном разрезе выше базальтов с постепенным переходом залегает мощная толща полимиктовых песчаников, в верхней части которой все в большем количестве появляются прослои алевролитов и глинистых сланцев. Из яшм нижней части базальтовой толщи были выделены тентакулиты и конодонты (*Icriodus* и *Bispathodus* ?), указывающие на несомненно девонский, возможно, фаменский, возраст вмещающих отложений. Верхняя часть базальтовой толщи имеет раннекаменноугольный возраст (до позднего визе включительно). Соответственно, возраст песчаников мы считаем послевизейским.

В районе Шерловой Горы широко представлены мощные туфогеннотефроидные отложения (эффузивно-туфогенный тип разреза), частично надстраивающие, частично замещающие уртуйские песчаники. Преимущественно это кристаллолитические тефроиды основного, среднего и кислого состава, содержащие потоки базальтов и андезитов. В туфоалевролитах (руч. Улясутай) был найден конодонт *Gnathodus bileniatus* Roundy (C_1v_2 -s). Существует точка зрения [3], что уртуйская свита трансгрессивно залегает на докембрийских гранитах. По нашим данным, возраст указанных гранитов 334.5±8.4 млн лет (C_1v ; U-Pb SHRIMP – II датирование), а их контакт с уртуйскими вулканитами тектонический. Следует отметить также, что в том же районе в полосе развития отложений эффузивно-туфогенной толщи присутствуют протрузии серпентинитового меланжа. Все это, а также геохимическая специфика вулканитов [4] позволяет рассматривать их как образование энсиматической островной дуги.

Следовательно, перечисленные комплексы пород ограничены возрастным интервалом девон – ранний карбон. Усть-борзинский комплекс соответствует западной пассивной окраине Агинского бассейна, кулиндино-ононский – его осевой части; уртуйский комплекс сформировался в пределах его восточной активной окраины. С учетом сказанного предлагается следующая схема геодинамической эволюции забайкальской части Монголо-Охотского пояса в среднем палеозое. В силуре начинается разделение Аргунского и Селенгино-Станового континентальных массивов (диабазовые дайки цугольского комплекса). В раннем девоне здесь уже существует палеоокеанический бассейн (пришилкинские офиолиты, включая кулиндинские базальтоиды), раскрытие которого продолжалось в среднем и позднем девоне. Начиная с конца девона и в раннем карбоне вдоль его восточного края формируется Уртуйская островная дуга. С этого времени начинается постепенное закрытие Агинского бассейна, завершившееся к среднему карбону, когда на среднепалеозойском складчатом основании образуется система верхнепалеозойских и триасовых наложенных прогибов, заполнявшихся мощными терригенными отложениями.

В связи со сказанным встает вопрос о существовании в забайкальской части Монголо-Охотского пояса древних ($P \in_{3^{-}} PZ_1$) палеокеанических комплексов. В принципе мы допускаем их существование. Такая модель разрабатывалась рядом авторов [5, 6]. В этом случае встает вопрос: завершился ли каледонский этап закрытием такого бассейна в ордовике или раннем силуре (коллизия Северо-Азиатского континента и Аргунского микроконтинента) или его закрытие не было полным? В любом случае мы считаем, что в среднем палеозое имел место новый импульс раскрытия палеобассейна, который и обусловил становление Забайкальской части Монголо-Охотского палеоокеана в собственном смысле этого слова.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65027).

Литература

1. Лыхин Д.А., Пресняков С.Л., Некрасов Г.Е. и др. Вопросы геодинамики области сочленения Агинской и Аргунской зон Забайкалья (данные U-Pb SHRIMP датирования пород Цугольского габбро-плагиогранитового массива) // Докл. РАН 2007. Т. 417, №5.

2. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–737.

3. Геологическое строение Читинской области. Чита: «Читагеолсъемка», 1997. 239 с.

4. Дриль И.С. Татарников С.А. Казимировский М.Э. Вулканиты уртуйской свиты Восточного Забайкалья – геохимические особенности и геодинамическое положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Тез. докл.: В 2 т. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 101–104. (Материалы Науч. совещ. По Программе фундам. исслед.; Т. 1).

5. Sengör A., Natal'in, B.A. Burtman V.S. Evolution of the Alaid tectonic collage and Palaezoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364, N 6435. P. 299–307.

6. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, №1. С. 53–70.

Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны в Казахстане

В Чу-Илийском складчатом поясе Юго-Западного Прибалхашья (рис. 1) раннепалеозойские комплексы распространены в узкой (60-70 км) полосе между массивами с докембрийским сиалическими комплексами: Чуйско-Кендыктасским на юго-западе и Актау-Джунгарским на северовостоке. Первоначально эти массивы принадлежали единой зоне перехода от континента к океану, развивавшейся в конвергентном режиме. В среднем-позднем ордовике по сдвигам произошли крупномасштабные перемещения элементов раннепалеозойской континентальной окраины. В результате в структуре Чу-Илийского складчатого пояса оказались тектонически совмещены комплексы ее фронтальной и тыловой частей. Первые представлены офиолитами и островодужными комплексами Джалаир-Найманской зоны, а вторые - комплексами внутриконтинентального рифтогенного прогиба Сарытумской и Бурунтауской зон [1, 4, 3].

Офиолиты слагают протяженные (200 км) полосы и отдельные массивы. Полные разрезы описаны в междуречье рек Андассай и Каршигалы (Андассайский массив) [4]. В нижней части разреза помимо гарцбургитов присутствуют лерцолиты. Наибольшие площади занимает полосчатый комплекс. Выше локально располагаются такситовые габбро, сменяющиеся комплексом долеритовых даек. Повсеместно распространены плагиограниты. В нижней части они образуют тонкие (до 1 мм) инъекции в базитах, а выше – дайки или крупные залежи, которые в районе гор Байгара имеют мощность до 200 м. На плагиогранитах с тектоническим контактом залегает базальт-плагиориолитовая толща (до 100 м), а выше - тектонический покров, сложенный ащисуйской и джамбульской свитами. Ащисуйская свита представлена вариолитовыми базальтами, которые в верхней части разреза череддуются с доломитами, базальтами и кремнями (>300 м). На ащисуйской свите с размывом залегают граувакки джамбульской свиты (>500 м).

 ¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

В горах Дуланкара (Дуланкаринский массив) основание разреза срезается разломом, вдоль которого с граувакками джамбульской свиты контактируют дуниты и клинопироксениты полосчатого комплекса (50– 100 м). Они сменяются меланократовыми габбро (200 м). Габбро с тектоническим контактом перекрываются меланократовыми кварцевыми диоритами (300 м), которые постепенно сменяются роговообманковыми гранитами (300 м), переходящими в лейкократовые граниты (400 м). Вдоль контакта габбро и гранитоидов прослеживаются линзы катаклазированных габбро бластомилонитов, амфиболитов и гнейсов (до 50 м). В диоритах вблизи подошвы располагаются рои жил гранофировых гранитов, ориентированных перпендикулярно или косо по отношению к зоне милонитов. Мощность жил 0.1–1.0 м, протяженность до 50 м. На лейкократовых гранитах с тектоническим контактом залегает контрастная вулканическая серия, представленная низкотитанистыми базальтами, риолитами, кремнистыми туффитами, а также силлами колчеданоносных фельзитов. Вулканиты перекрываются тектоническим покровом, в котором в перевернутом залегании находятся ащисуйская свита вариолитовых базальтов с венчающей ее пачкой переслаивания кремней, доломитов и базальтов. На ащисуйской свите с размывом залегает джамбульская свита граувакковых песчаников. Все перечисленные образования гор Дуланкара с угловым несогласием перекрываются валунными конгломератами верхнеордовикской андеркенской свиты.

Контрастная серия, связанная с офиолитами Джалаир-Найманской зоны, ранее не выделялась. В горах Дуланкара в кремнистых туффитах нами обнаружен единственный конодонтовый элемент, не позволяющий определенно судить о возрасте вмещающих пород. Возраст базальтоидной ащисуйской свиты является дискуссионным (V- ε_1 ?; ε_3 -O₁?) [4]. К юго-западу от гор Байгара в кремнях ащисуйской свиты, переслаивающихся с базальтами и доломитами, нами собраны конодонты *Phakelodus elongatus* An, *P. tenius* Müller, *Furnishina* cf. *F. vasmerae* Müller and Hintz, *Gapparodus* sp. [3], которые принадлежат сакскому ярусу низов верхнего кембрия. Выше с базальными гравелито-бречиями в основании залегает джамбульская свита граувакковых песчаников.

Офиолиты и контрастную серию можно рассматривать как комплексы энсиматической дуги и ее основания, а ащисуйскую свиту – как комплекс бассейна между дугой и континентальной окраиной. Джамбульская свита стратиграфически «запечатывает» сближенные тектонические покровы, сложенные этими комплексами. Возраст джамбульской свиты определен по брахиоподам как $€_3$ -O₁[4]. К сожалению, обнаруженные нами в кремнях этой свиты конодонты пока еще не позволяют его уточнить. Юго-западнее гор Байгара офиолиты и джамбульская сви-




⇐ Условные обозначения к рис. 1.

На А: 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – гранитоиды позднего палеозоя; 3, 4 – комплексы среднепалеозойской активной окраины: 3 – девонские гранитоиды, 4 – стратифицированные силурийские, девонские и каменноугольные образования; 5–8 – ордовикские комплексы: 5 – гранитоиды, 6 – флиш и олистостромы, 7 – вулканиты, 8 – терригенно-карбонатные чехлы; 9 – флиш \mathcal{C}_3 -O₁ (джамбульская свита); 10 – терригенно-карбонатный чехол \mathcal{C}_2 - \mathcal{C}_3 ; 11 – офиолиты; 12, 13 – рифтогенные комплексы \mathcal{C}_3 -O₂: 12 – кремнисто-базальтовые, 13 – терригенно-кремнистые; 14 – докембрийские метаморфические комплексы; 15 – высокобарические комплексы сутурных зон; 16 – крупные разломы на поверхности и погребенные (а). Цифрами обозначены: I – Чуйско-Кендыктасский массив, II – Джалаир-Найманская зона, III – Сарытумская зона, IV – Бурунтауская зона (край Актау-Джунгарского массива).

На Б: 1 – рыхлые отложения (KZ); 2 – терригенные и карбонатные отложения (D₃fm-C₁); 3 – вулканогенные отложения (D₁₋₂); 4 – терригенные отложения (S₁₋₂); 5 – терригенные отложения (O₂₋₃); 6 – терригенные, туфогенные отложения (O₁₋₂); 7 – граувакки джамбульской свиты (C_3 -O₁); 8 – базальты, доломиты и кремни ащисуйской свиты (C_3); 9 – толща вулканитов контрастной серии; 10 – жильные плагиограниты; 11 – планиограниты Андассайского массива; 12 – лейкократовые граниты; 13 – роговообманковые граниты; 14 – меланократовые кварцевые диориты; 15 – габбро; 16 – дуниты и пироксениты полосчатого комплекса; 17 – девонские гранитоиды

та с размывом перекрываются туфогенно-терригенной (с вулканитами кислого состава) каратальской свитой. Известняки нижней пачки последней содержат конодонты нижнего аренига [3].

К настоящему времени U-Pb методом по циркону получены оценки возраста плагиогранитов Андассайского и Дуланкаринского массивов. В междуречье рек Андассай и Каршигалы фрагмент разреза офиолитов включает (с севера на юг): 1) массивные однородные микрогаббро (65 м), 2) белые и зеленоватые среднезернистые плагиограниты (170 м). Южнее на плагиогранитах залегают базальты, доломиты и кремни ащисуйской свиты (270 м), сменяющиеся песчаниками джамбульской свиты. В точке P-6234 (44°46'35.4" с.ш., 72°44'38.6" в.д.) из плагиогранитов отобрана проба, для которой получена оценка возраста 520±4 млн лет (рис. 2).

В горах Дуланкара в точке P-695/2 (43°42'04.6" с.ш., 75°19'42.8" в.д.) меланократовые кварцевые диориты прорываются жилой (0.2 м) гранофировых гранитов. Цирконы из этих гранитов имеют возраст 521±2 млн лет (см. рис. 2). Приведенные оценки возраста находятся вблизи границы раннего и среднего кембрия Международной стратиграфической шкалы (2002 г.). Ранее для плагиогранитов руч. Сулусай (80 км к ЮВ от р. Андассай) получена оценка возраста около 510 млн лет (SHRIMP) [5]. Самые молодые обломочные цирконы из песчаников джамбульской свиты имеют возраст 485 млн лет (SHRIMP) [5], что соответствует тремадокскому ярусу.



Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов (проба P-6234) и гранофировых гранитов (проба P-695/2)

Подобные комплексы распространены на северо-востоке Центрального Казахстана. Например, в Бощекульском районе широко представлены разрезы плутонических офиолитов, венчающиеся мощными телами плагиогранитов и ассоциирующие с базальт-риолитовыми сериями [2]. Рассмотренные комплексы характеризуют этап перед позднекембрийской коллизией энсиматической дуги и континентальной окраины. Коллизия произошла, по-видимому, во второй половине позднего кембрия. Аналогичные события для палеозоид Казахстана фиксируются также для раннего кембрия [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №10 и РФФИ, проекты №№ 06-05-64717, 05-05-65067, 07-05-01158.

Литература

1. Геология и металлогения Сарытумской зоны. Алма-Ата: Наука, 1976. 160 с.

2. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозоид Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.

3. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Офиолиты, островодужные и внутриконтинентальные рифтогенные комплексы в системе тектонических покровов в Чу-Илийском районе Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 104–108.

4. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.

5. *Gruschka S., Kröner A., Avdeev A.V. et al.* Early Palaeozoic accretion of arcs and microcontinents in the Central Asian Mobile Belt of southern Kazakhstan as deduced from Pb-Pb zircon and Sm-Nd model ages // European Union of Geoscienses: Abstracts. Strasbourg-France, 23–27 March, 1997. P. 340.

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырёв¹

Эпохи мощного корообразования и мантийного диапиризма как отражение особого энергетического состояния недр

Использование материалов по хорошо изученным рудным полям как эталонным объектам для реконструкции энергетических обстановок прошлого представляет собой значительный и в геотектонике пока мало используемый резерв новых идей. Авторы определяют обращение к ним как историко-минерагенический подход [3, 4, 7]. Развивая представления В.П. Петрова [6] об эпохах мощного корообразования в связи с экзогенным и эндогенным рудогенезом, они убедились в том, что эти временные интервалы характеризуются не одним лишь длительным высоким положением материков, а особыми энергетическими обстановками в недрах планеты. В их относительно краткие промежутки времени массово формировались месторождения полезных ископаемых, связанные с мантийными источниками, - кимберлитами, карбонатитами, щелочными базитами, прочими ультрабазитами. И, наоборот, за пределами эпох мощного корообразования скопления руд этих типов либо вовсе не возникали, либо экзотичны. Современное состояние дальней стратиграфической корреляции оставляет неосуществленной давнюю (1894 г.) мечту А.П. Карпинского о времени, когда «когда местные дислокации будут связаны с универсальными и через посредство последних между собою; ...господствующие в науке искусственные геохронологические группировки уступят место естественным». Поэтому временные рубежи многих из восьми «эпох мощного корообразования и мантийного диапиризма» оказались только намеченными. Наиболее очевидны они для эпох: позднедевонской-раннекаменноугольной (рисунок), позднетриасовой-

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия



Рисунок. Великая позднедевонская—раннекаменноугольная эпоха мощного корообразования и мантийного диапиризма. Скопления бокситов и кимберлитовый магматизм D_3 - C_1 на континентах Земли концентрируются только в пределах выделенной полосы. Рисунок составлен с использованием [1, 2, 7, 8].

1 – кимберлиты, в том числе: I – Терского и Зимнего берегов Белого моря (D₃), II – Лужского и Жлобинского районов (D_3), III – Приазовья и Азовского массива (D_3), IV – Анабарского щита (трубка Сербеян и др., D₃), V – Вилюйской субпровинции (D₃), VI – провинций Ляонин (трубка Бинхай и др.), Шандунь (трубка Шенгли и др.), все D-C, VII – поле Мерлин (трубка Эскалимбур и др., D₃), VIII – кимберлитоиды Земли Андре и Земли Джеймса-I, Шпицберген (C₁); 2 – проявления россыпных алмазов и их спутников в девонских толщах, в том числе: IX – Ичеть-Ю, Ишковская (D₂), X – Гуанси-Чжуанского автономного района Китая ((D); 3 - месторождения бокситов, в том числе: XI - Северо-Онежского, Тихвинского, Прионежского районов (С1), XII – Северного Тимана, Северного Урала, XIII – Восточного Таймыра (C1), XIV – Южно-Тяньшаньского пояса протяженностью 1,5 тыс. км (D?,C), XV – Восточного Китая, (Цзыбо, С1), XVI – провинция Леон, Испания (D₂), XVII – Эршайр, Шотландия (C₁), XVIII – Нова Руда, Польша (C₁); 4 – полоса распространения проявлений Великой позднедевонской-раннекаменноугольной эпохи мощного корообразования и мантийного диапиризма; 5 – полоса распространений мантийных магматитов D₃-C₁ (в пределах платформ – кимберлитов): 6 – границы платформ раннегерцинской эпохи (в пределах полосы)

раннеюрской и, пожалуй, позднемеловой (точнее, ларамийской), палеогеновой (эоцен).

Мощные коры верхнего девона – нижнего карбона на планете сохра-нились только в указанной на рисунке полосе. Их нет на континентах Нового Света, в Африке и Антарктиде. Однако на Русской, Китайской платформах, Таймыре и в Средней Азии они содержат промышленные скопления бокситов. Случайно ли, что указанная на рисунке полоса оказалась вместилищем для всех известных на Земле диатрем среднепалеозойских (читай, позднедевонских) кимберлитов? Нет, в позднем девоне произошло не только *возрождение* рифейских рифтов, но и – *заложение* новых. Об этом важно упомянуть потому, что без вспышки рифтогенеза нет ни кимберлитов, ни карбонатитов. При этом воздымающиеся колонны первых доходят до поверхности Земли только в наиболее стабильных её областях, маркированных мощными корами и вне явных разломов, присутствие которых ведет к резкому сбросу давления и застыванию кимберлитов на больших глубинах. Лишь *после* возникновения трубок взрыва по ним угадывается положение *вновь возникшего* глубинного разлома. Вторые, наоборот, контролируются уже существующими разломами. Кое-где рифтогенез продолжился и в раннем карбоне (Вилюйская субпровинция ЯАП), что и позволило говорить об общей для среднего-позднего девона и раннего карбона единой «среднепалеозойской эпохе мощного корообразования и кимберлитового магматизма» [7]. В позднегерцинский этап (средний карбон – средний триас) днища некоторых рифейских рифтов продолжали испытывать активное погружение, иногда колоссальных амплитуд, но связи с глубинными магматическими очагами, судя по распространению соответствующих магматиче-ских пород, оказались ослабленными. Алмазопродуктивность раннегерцинского этапа, в отличие от позднегерцинского, уникальна. Об этом свидетельствуют многочисленные алмазоносные диатремы на платформах Восточного полушария: Восточно-Европейской, Сибирской, Китай-ской. Интересно, что новые находки среднепалеозойских кимберлитов на Шпицбергене [2] и южней залива Карпентария [8] вновь оказались все в той же достаточно компактной полосе.

Положительное отношение к данной эмпирической закономерности становится заметней. Сошлемся на мнение известного специалиста в области геологии алмаза В.М. Милашова [5]. Им было отмечено, что привлечение к прогнозным построениям на коренные источники алмаза материалов по мощному корообразованию «под новым ракурсом осветило положение о приуроченности кимберлитов к крупным структурам, характеризующимся длительным, медленным и устойчивым воздыманием» [5]. Другими словами, распространение мощных кор – это не только границы геологические соответствующих тел, но и тектонические наиболее стабильных структур. В пределах их приподнятых, наименее нарушенных площадей более вероятно нахождение кимберлитовых трубок конкретной продуктивной эпохи. Исследование сохранности кор выветривания подводит к ответу и на другой первоочередной вопрос: могли ли при наблюдаемом эрозионном срезе в регионе с*охраниться* продуктивные диатремы данного возраста, мощность образований которых составляет обычно первые сотни метров.

Эпохи мощного корообразования характеризуются не только всплесками мантийного диапиризма. Если рассмотреть изменение ареалов общего магматизма на континентах, лежащих вне морских трансгрессий своей эпохи, и тех областей, где формировались мощные коры выветривания и происходило становление диатрем, то можно увидеть: основные эпохи мощного корообразования мезозой-кайнозоя (позднетриасовая– раннеюрская, позднемеловая–раннепалеогеновая, неогеновая) действительно отвечают вспышкам общего магматизма. В областях с сугубо континентальным седиментогенезом магматиты заняли, к тому же, намного большие площади, чем вне их, там, где накапливались морские отложения. Количественно это выглядит так. Из 11,3 млн км², занятых магматитами лейаса, на долю наиболее приподнятых, стабильных областей мощного корообразования пришлось около 8 млн км² (две трети). Для позднего мела это значения: 21,8 млн км² и 17,7 млн км², для миоцена – 9 млн км² и 6,3 млн км², соответственно. С одной стороны это характеризует рассматриваемые эпохи мезозой-кайнозоя как часть неогея, в пределах которой излияния лав в областях стабильной денудации на континентах многократно доминировали над морскими и островными, а с другой (вспомним о массовом внедрении диатрем) – заставляет предположить единство геологического процесса в трех уровнях: средней мантии (при трехчленном ее делении это глубины – до 400–500 км, где существуют условия для кристаллизации алмаза); верхней мантии – нижней части коры; верхней части коры.

Относительно первых двух уровней все довольно понятно: планетарные обстановки растяжения в соответствующие эпохи вели к раскрытию каналов, инициировали движение алмазоносного вещества вверх. При выяснении роли (вклада) геологического процесса на третьем (приповерхностном) уровне не обойтись без характеристики тектонических структур и режимов наиболее стабильных участков суши, лежащих вне морских трансгрессий, т.е. там, где и накапливались мощные коры. Их отличали: *глубокий консерватизм (инерционность), гомогенность (неконтрастность), пассивность.*

222

Таковы условия накопления и сохранения столь легко разрушающихся образований, как коры выветривания. В противоположность им области трансгрессий имели тектоническую структуру гетерогенную, подвижную, со многими открытыми разрывами. Предпочтительность для диатрем стабильных площадей с индикаторами – мощными корами – очевидна. Словно мощная крышка автоклава, они обеспечивали сохранение необходимого давления в воздымающейся кимберлитовой колонне до момента выброса (взрыва) ее вещества на поверхность. Наоборот, гетерогенная блоковая структура шельфовых областей способствовала быстрому спаду давления в эруптивных каналах. Вместо трубок взрыва от таких мантийных диапиров можно ожидать лишь формирования кимберлитовых жил и даек на недоступных человеку глубинах. Таким образом, в диалектической связи пребывают две важнейшие

Таким образом, в диалектической связи пребывают две важнейшие особенности эпох мощного корообразования. Первая характеризует усиление эндогенной активности на площадях континентов, всплески мантийного и корового магматизма, энергичную регрессивную динамику уровня Мирового океана. Казалось бы, подобная активизация противоречит необходимому условию накопления кор большой мощности – длительной тектонической стабильности соответствующих площадей. И здесь проявляется вторая важнейшая особенность эпох мощного корообразования – выделение, оконтуривание, проявление областей континентов с наиболее однородным строением земной коры, тенденцией к внетрансгрессивному высокому положению, невосприятие частных изменений глубинных энергетических состояний.

Использование предложенной авторами триады «общий магматизм» – «мантийный взрывной диапиризм» – «мощное корообразование» позволило предположить, что открытие алмазоносных магматитов различных эпох для Восточно-Европейской платформы имеет разные перспективы. Послерифейский эрозионный срез Воронежской антеклизы превышает 800 м, из-за чего сохранность диатрем позднепротерозойской и даже раннепалеозойской эпох на своде структуры проблематична, если допустить, что они существовали. Иное дело – Белорусская антеклиза. Вся ее площадь – кроме части Мазурского и Минского массивов, – была перекрыта образованиями белорусской (полесской), волынской и валдайской серий и сохранила поныне ряд уровней верхнепротерозойских (включая венд) и среднепалеозойских кор. Это служит основанием для независимого (основанного только на признаках палеокорообразования) предположения: поиски древнейших алмазоносных диатрем ранне- и среднепалеозойских эпох оправданны и заслуживают поддержки. Открытие же трубок взрыва верхнего триаса – лейаса и нижнего мела менее вероятно, хотя полностью не исключено (до предтуронского времени структура была областью денудации, но даже коровый магматизм и очаговые криптовулканические структуры не проявились).

Литература

1. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.

2. Евдокимов А.Н., Бурнаева М.Ю., Сироткин А.Н. Вещественный состав и возраст кимберлитоподобных пород архипелага Шпицберген // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 450–456.

3. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. 426 с.

4. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Историческая минерагения: В 3 т. Т. 1: Введение в историческую минерагению. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. 587 с.

5. *Милашов В.А.* Кимберлитовый магматизм и тектогенез // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 129–130.

6. *Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967. 344 с.

7. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории Земли. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. 102 с.

8. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: НИА «Природы», 2005. 540 с.

В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, А.М. Бызов, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, Н.А. Радзиминович¹

Структура и поле напряжений области сопряжения горных сооружений Гобийского Алтая и Хангая

Орогены Хангая и Гобийского Алтая пространственно располагаются в непосредственном соседстве, имеют схожее простирание, хотя морфологически очень различны. Хангай по морфологическим признакам относят сибиретипным сводовым поднятиям [5], а Гобийский Алтай – к сводово-глыбовому (гобийскому) типу поднятий. Различие в морфологии имеет под собой глубокое различие в режиме тектонического разви-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

тия. Если для Гобийского Алтая характерны транспрессивные условия с широким развитием сдвигов и обрамляющих их надвигов (структуры пальмового дерева) [6], то для Хангая преобладающим типом разломов являются сбросы и сдвиги [7]. Расчеты стресс-тензоров современного поля напряжений по сейсмологическим данным [4], показывают, что по периферии Монгольского блока, ядром которого является Хангайское поднятие, на уровне средней – верхней коры преобладают транспрессивные и сдвиговые условия деформирования с северо-восточным простиранием оси максимального сжатия. Слабая сейсмическая активность Хангая не позволяет оценить современное напряженное состояние указанным методом. Однако обнаруженные нами голоценовые сейсмодислокации сбросового и раздвигового типов не оставляют сомнений в том, что внутренние части Хангая испытывают современное растяжение. Поднятие и высокая проницаемость коры орогена могут быть связаны с динамическим воздействием мантийной аномалии, которая обнаружена по данным сейсмологических исследований [2]. Таким образом, в достаточно близком соседстве находятся структуры, сформированные в условиях действия тангенциальных и радиальных сил. Каковы взаимоотношения и связи между ними? Ответ на этот вопрос мы пытаемся получить, изучая тектоническое строение области перехода от Гобийского Алтая к Хангаю.

В восточной части исследуемая переходная область представлена восточным окончанием невысокого Южно-Хангайского поднятия и Долиноозерской впадиной. В пределах поднятия, особенно по его южному ограничению, развиты взбросовые и надвиговые структуры, на что ранее указывалось в [1]. С севера оно ограничено восточным сегментом Южно-Хангайского разлома. Кинематика разлома в кайнозое изменялась от сбросовой до левосторонней взбросо-сдвиговой. На начальной стадии по нему происходило опускание одноименного блока относительно центральной части Хангая, а на поздней – движения обратного знака небольшой амплитуды с преобладанием сдвиговой компоненты. На наличие сдвигов указывают левосторонние смещения долин крупных рек – Тацын-Гол и Шарын-Гол, многочисленные горизонтальные штрихи и борозды скольжения. Признаков голоценовых движений по разлому не отмечается.

Свидетельства активности плиоцен-четвертичной сдвиговой тектоники обнаружены в Долиноозерской впадине. Здесь нами исследованы разломы ВСВ простирания, которые можно рассматривать как переходное звено от структур Гобийского Алтая к структурам Южного Хангая. Серия из трех субпараллельных разломов протягивается от поднятия Нарийн-Харын-Нуру на юго-западе к поднятию Усгеэхийн-Нуру на северо-востоке. Внутреннее строение зон разломов характеризуется наличием эшелонированных структур растяжения (уступов, локальных впадин) и сжатия (валов, поднятий). В зоне Дунд-Хонгорского разлома отмечается хорошо выраженная в рельефе впадина типа пулл-апарт с размерами 1.5 х 0.8 км. В зоне Холболджин-Нурского разлома выделяется несколько узких антиклинальных складок субширотного простирания в миоценовых отложениях, также выраженных в современном рельефе. Смещения уступов аккумулятивных поверхностей в долине р. Туйн-Гол и в урочище Загийн-Хундийн-Холой с амплитудами до 200–300 м указывают на левостороннюю сдвиговую компоненту движений по разломам. Активизация этих движений началась, по-видимому, в плиоцене, вместе с активизацией поднятий в Гобийском Алтае. Выявлены признаки голоценовой активности на отдельных сегментах разломов. Реконструкции палеонапряжений по тектонической трещиноватости в олигоценовых и миоценовых отложениях, а также в докайнозойских породах указывают на господство режимов транспрессии и сжатия с субмеридиональным или ССВ направлением оси главных нормальных напряжений сжатия. Это совпадает с направлением сжатия, реконструируемым по складчатым деформациям.

по складчатым деформациям. Указанные разломы образуют единую динамическую систему с надвигом ЗСЗ простирания, ограничивающим с юга поднятие Усгэхийн-Нуру, относимое к структурам Хангая. Разлом, выделенный Е.В. Девяткиным [1] между долиной р. Тацын-Гол и урочищем Хсанда-Гол и описанный им как крутой надвиг, интерпретирован в более поздней работе [8] как сброс. Геолого-структурные исследования, проведенные нами на правобережье р. Тацын-Гол и восточнее, указывают на наличие крупного надвига палеозойских кристаллических пород на позднекайнозойские осадочные толщи. Олигоценовые и миоценовые осадки, содержащие потоки базальтов, изогнуты до обратного падения под выполаживающейся кверху плоскостью надвига. Реконструкция поля напряжений указывает на субмеридиональное направление оси главных нормальных напряжений сжатия. В западной части исследуемой переходной области располагаются

В западной части исследуемой переходной области располагаются Южно-Хангайское поднятие и поднятие хребта Хан-Тайшир-Нуру, разделенные узкой впадиной. Вдоль северного склона поднятия Хан-Тайшир-Нуру, входящего в систему Предалтайских поднятий [1], проявлены позднекайнозойские и голоценовые надвиги и сдвиги [4]. Югозападная часть Хангая также характеризуется широким развитием сдвиговых парагенезисов наряду со структурами сжатия и растяжения. Субширотный сегмент Южно-Хангайского разлома на востоке продолжается Баянхонгорским разломом ЗСЗ простирания. Голоценовые левосторонние сдвиговые дислокации в зоне Южно-Хангайского разлома выявлены авторами работы [9]. Интерпретация кинематики Баянхонгорского разлома неоднозначна. В работе [7] он описан, как сброс, а в работе [9] – как надвиг. Наши наблюдения показали наличие смещений надвигового типа и широкое развитие оползневых структур, в том числе и в скальных массивах, в зоне разлома. Разрывы СВ простирания, примыкающие к Баянхонгорскому разлому (Эгийн-Дава, Мандал), представлены сбросами. В целом, парагенез разрывов вдоль западной части северного ограничения Южно-Хангайского блока соответствует полю напряжений со сжатием в СВ направлении и растяжением – в СЗ.

Данные измерений современных движений методом GPS геодезии показывают, что в области сопряжения Гобийского Алтая и Хангая господствуют деформации горизонтального укорочения земной коры в ССВ направлении [3]. К ней приурочены максимумы скоростей деформации сдвига. В пределах Хангайского поднятия деформаций укорочения сменяются деформациями удлинением и скорости деформации сдвига имеют минимальные значения.

Проведенное исследование области сопряжения Гоби-Алтайского и Хангайского поднятий позволяет заключить, что основными видами тектонических деформаций в позднем кайнозое здесь являются сдвиг и сжатие. Переходными звеньями между структурами Гобийского Алтая и Хангая служат левосторонние сдвиги субширотного и ВСВ простирания. Активизация сдвиговых и надвиговых структур началась в плиоцене и продолжается до настоящего времени. Отсутствие структур сжатия во внутренней части Хангайского поднятия можно объяснить вращением Монгольского блока по часовой стрелке, которое способствует передаче деформаций на его северное ограничение, представленное сейсмически активным Болнайским разломом.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН ИП №87 и фонда РФФИ (проект № 05-05-64702).

Литература

1. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с. (Тр. Совм. Сов.-Монг. Науч.-исслед. геол. эксп.; Вып. 11).

2. Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SVволнам // Физика Земли. 2007. №2. С. 21–32.

3. Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э., Девершер Ж. Количественная оценка современных деформаций земной коры Монгольского блока по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 5. С. 685–688.

4. Саньков В.А., Парфеевец А.В. Позднекайнозойское напряженное состояние в зонах активных разломов Западной Монголии и Тувы // Там же. 2005. Т. 403, № 6. С. 796–800.

5. *Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. №4. С. 3–12.

6. *Bayasgalan A., Jackson J., Ritz J.-F., Carretier S.* 'Forebergs', flowers structures, and the development of large intra-continental strike-slip fault: The Gurvan Bogd fault system in Mongolia // J. Struct. Geol. 1999. V. 21. P. 1285–1302.

7. *Cunnihgham W.D.* Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia: implications for the origin of the Baikal rift province // Tectonophysics. 2001. V. 331. P. 389–411.

8. Hock V., Daxner-Hock G., Schmid H.P., Badamgarav D., Frank W., Furtmuller G., Montag O., Barsbold R., Khand Y., Sodov J. Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – An integrated study // Mit. Öster. Geol. Ges. 1999. V. 90 (1997). P. 83–125.

9. Walker R.T., Nissen E., Molor E., Bayasgalan A. Reinterpretation of the active faulting in central Mongolia // Geology. 2007. V. 35, N 8. P. 759–762.

К.И. Свешников¹, В.В. Муравьев²

Геометрические закономерности строения Восточноевропейской платформы (ВЕП) с позиций учения о синергетике

Изучение строения фундамента ВЕП приводит к заключению, что особенности пространственного расположения раннедокембрийских комплексов подчинялись, по меньшей мере, двум различным, хотя и взаимодействовавшим между собой (интерферировавшим) структурным планам, возникшим в результате приложения разнонаправленных тектонических напряжений. Ряд докембрийских структурных линий находит выражение и в морфоструктурах чехла ВЕП.

Краевые части ВЕП в большинстве регионов подверглись более поздней переработке, и первоначальная форма структуры не установлена, однако о положении границ ее северной части можно судить относительно определенно. Северо-западная граница ВЕП отвечает границе докембрия и скандинавских каледонид, протягивающейся вдоль восточ-

¹ Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

² ГНЦ РФ Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем (ВНИИ Геосистем), Москва

ного подножия Скандинавских гор. Северо-Восточная граница прослеживается вдоль линии Варангер-фиорд – п-ов Рыбачий – п-ов Канин Нос – среднее течение р. Печора. Восточная граница переработана структурами Уральского пояса (среди которых сохранились участки докембрийских образований); вероятно, она совпадала с меридиональным Уралтауским звеном Урало-Оманского линеамента. Углы между этими границами (вершины 1 и 2 на рис. 1А) в обоих случаях близки к 120°, а длина сторон 1–6 и 1–2 составляет около 1600 км.

Приведенные величины (равенство сторон и углы между ними, равные 120°) позволяют сопоставить северную часть ВЕП с половинкой геометрической фигуры – гексагона. Современные очертания южной части ВЕП полностью обусловлены более молодыми структурами, но, используя метрические характеристики гексагона, можно достроить и его южную половину. При этом южные вершины гексагона располагаются далеко от современных выходов докембрия (вершина 4 расположена в Черном море, а 5 – под Паннонской впадиной). Границы 3–4 и 4– 5 на значительной протяженности трассируются поясами высокоскоростных гравитационных и магнитных аномалий, но надежных доказательств соответствия формы ВЕП гексагону все же недостаточно.

Тем не менее, линии, соединяющие вершины предполагаемого гексагона с центром последнего, на разных тектонических этапах формирования фундамента выступали в качестве структурных швов, разделявших области с различными наборами геологических комплексов и соответственно различной геологической историей.

На *раннем этапе* происходило образование монофациально метаморфизованных гранулито-гнейсовых комплексов умеренных давлений (и сопутствующих ультраметаморфических гранитоидов), занимающих наиболее низкое стратиграфическое положение во всех регионах (не ясно лишь их распространение в Фенноскандинавском блоке). Разрезы комплексов разных регионов достаточно сходны между собой; это позволяет говорить о возникновении на раннем этапе гранулитового цоколя – целостного в вещественном отношении нижнего структурного этажа (в возрастном отношении становление цоколя было диахронным). На этом этапе в качестве устойчивой структуры 1-го порядка обособился Волго-Камский геоблок, контуры которого приблизительно соответствуют треугольнику «2 – Ц – 3» в восточной части гексагона (см. рис. 1Б). Со *средним этапом* было связано образование поясов, сложенных

Со средним этапом было связано образование поясов, сложенных амфиболито-гнейсовыми и зеленокаменными комплексами, впадин и крупных прогибов, сложенных метахемогенно-вулканогено-терригенными (криворожская, курская серии, ятулий) и метатерригенными (тетеревская, воронцовская, ладожская серии) комплексами, многочисленных



Рис. 1. Соотношение строения ВЕП с фигурой гексагона 1А – предполагаемая форма платформы; 1Б – геоблоки в фундаменте ВЕП

интрузий от ультраосновного до ультракислого состава. Распространение их, за редкими исключениями, ограничено двумя площадями в южной и северной частях гексагона. Первая площадь «3 – 4 – 5 – Ц – 3» отвечает Воронежско-Украинскому геоблоку в понимании большинства исследователей. Мнения геологов по вопросам районирования северной и западной частей ВЕП расходятся. В схеме С.В. Богдановой (1993 г.) вся территория ВЕП к северу от линии «2–5» на рис. 1 отвечает одной структуре – Фенноскандии; в схемах Л.С. Галецкого и других (1990 г.), Ю.В. Богданова и других (2005 г.) эту территорию делят на два геоблока, разделенных межгеоблоковым Ставропольско-Ладожским поясом.

В названных схемах районирования не учтено, что стратифицированные комплексы, коррелируемые с толщами (в первую очередь, с ятулием), которые развиты к востоку от Ставропольско-Ладожской зоны (пояса), широко распространены на большей части территории Скандинавского полуострова, но весьма ограниченно развиты на территории Польши и Беларуси. Южной границей развития этих комплексов на территории Швеции служит вулканоплутонический пояс Оскаршамн– Джонкопинг [1]; на продолжении его к востоку (район г. Павилоста к северу от Лиепайи) вскрыта адажская толща сланцев и порфиров, параллелизуемая с хогландием Эстонского тектонического блока и не известная в более южных регионах. Расположение названного пояса совпадает со структурной линией «6 – Ц» гексагона. Соответственно площадь «1 – 2 – Ц – 6 – 1» на рис. 1Б может быть выделена в самостоятельную структуру 1-го порядка – Кольско-Свекофеннский геоблок, а Польско-Прибалтийский геоблок ограничен площадью «5 – 6 – Ц – 5». Последний геоблок отличается весьма ограниченным распространением амфиболито-гнейсовых и метахемогенно-вулканогенно-терригенных при полном отсутствии зеленокаменных и метатерригенных комплексов. Таким образом, в результате второго этапа в строении ВЕП сформировались четыре структуры 1-го порядка (геоблока). С заключительными стадиями этого этапа в краевых частях более подвижных геоблоков – Воронежско-Украинского и Кольско-Свекофеннского было связано формирование поясов (Волыно-Полесского и других), сложенных щелочноземельными вулканоплутоническими ассоциациями (ассоциации І-типа), указывающими, вероятно, на условия сжатия (коллизии) геоблоков и образования фундамента ВЕП как целостной устойчивой структуры.

Геологические комплексы *позднего этапа* = этапа активизации (массивы рапакиви и родственных им гранитоидов, щелочных сиенитов, впадины иотния и коррелируемых с ними отложений) распространены в пределах дугообразной полосы, прослеживающейся от Приазовья до севера Кольского полуострова; восточной границей распространения этих комплексов служит линия гексагона «1 – Ц – 4».

Внутри геоблоков геологические комплексы слагают структуры 2-го порядка, расположение которых подчиняется иному структурному плану. В восточных частях Воронежско-Украинского и Кольско-Свекофеннского геоблоков выделяются два протяженных пояса, сложенных амфиболито-гнейсовыми и зеленокаменными комплексами. Оба пояса практически под прямыми углами причленяются к зонам региональных разломов, ограничивающих Волго-Камский геоблок (рис. 2А), и расположены симметрично по отношению к субширотному Охотско-Балтийскому линеаменту, установленному по данным космосъемки. Этот же линеамент послужил плоскостью симметрии при локализации метатерригенных прогибов. Особенности расположения указанных поясов, так же, как и всей сети региональных разломов на территории ВЕП, не могут быть объяснены строением гексагона. В предыдущих публикациях нами в качестве вероятного объяснения был рассмотрен механизм сколовых деформаций, возникающих при давлении Волго-Камского геоблока в западном направлении (см. рис. 2Б). Ограничивающие геоблок разломы, вероятно, служили ограничителями полей сжимающих (Волго-Камский геоблок) и растягивающих (скалывающих) напряжений, проявлявшихся на обрамляющей геоблок части территории фундамента ВЕП. Это предположение подтверждается результатами тектонофизического моделирования давления жесткой массы на пластичную [2]. В ходе эксперимента в пластичной массе возникла серия сколовых трещин, расположение и конфигурация которых весьма сходны с сетью разломов фун-



Рис. 2. Структуры 2-го порядка в восточной части ВЕП

2А – пространственные соотношения Волго-Камского геоблока (1) и амфиболито-гнейсовых + зеленокаменных поясов (2), а также зоны диафтореза гранулитогнейсовых комплексов (3). 2Б – модель образования поясов (1) при условии давления Волго-Камского геоблока в западном направлении

дамента ВЕП (в том числе разломов, контролировавших расположение указанных выше поясов.

Таким образом, главные черты строения фундамента ВЕП могут быть объяснены взаимодействием двух различных структурных планов – гексагонального и «линейного». Как было показано во многих тектонофизических работах, гексагональные формы характерны для систем конвективных ячеек в условиях восходящего теплопотока. Поэтому предположение об обособлении фундамента ВЕП в форме гексагона в раннем докембрии не противоречит имеющемуся фактическому материалу. Появление структур 2-го порядка можно объяснить субгоризонтальными напряжениями, возникшими в результате давления минеральных масс в западном направлении. Целостная картина распространения докембрийских геологических комплексов на территории ВЕП является результатом синергетического взаимодействия субвертикальных и субгоризонатальных полей напряжений, возникших при близко одновременном проявлении двух указанных механизмов.

Литература

1. *Mansfeld J., Sunblad K.* The Smaland-Varmland igneous belt // The Vetlanda region, Southeastern Sweden. Eurobridge-1996 Workshop. Stokholm university, 1996. 34 p.

2. *Peltzer G., Tapponnier P.* Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during The India-Azia collision: An experimental approach // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 15085–15118.

Неотектоника краевой части Фенноскандинавского щита (Юго-Западная Карелия)

Главными элементами тектонического каркаса Фенноскандинавского щита (ФЩ) в его южной части являются краевая флексура А.А. Полканова, служащая границей щита и Русской плиты, и радиально расположенные к ней горсто-грабеновые системы Викинг, Осло, Финского залива, Пашско-Ладожская, Онежско-Кулойская, имеющие длительную историю тектонического развития. Тектоническая активность флексуры А.А. Полканова проявляется с предъятулийского времени до современности, благодаря чему зона сочленения кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита и Русской плиты имеет сложное ступенчато-блоковое строение (рисунок). В неотектонический период геологического развития идет активизация ранних горсто-грабеновых систем и заложение новых, возобновление блоковых радиальных движений, наложение полихронной трещиноватости.

Об активизации Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы в новейшее время (начало формирования которой относится к 600 млн лет назад) свидетельствует тектонический абразионно-денудационный тип берегов Ладожского озера, наличие фиордов. Здесь можно наблюдать совершенно свежие, но охваченные молодой порослью, сейсмообвалы, а также сейсмодислокации в коренных породах со следами сдвиговых деформаций. Нередки нарушения в залегании четвертичных обломочных и глинистых отложений.

Наиболее четко признаки неотектоники проявлены на Валаамско-Салминской островной гряде, сложенной габбро-долеритами, монцонитами, кварцевыми сиенитами среднерифейского Валаамского сила. Валаамский силл отражает длительную историю тектонических движений Фенноскандинавского щита. На силл наложились разнообразные системы трещиноватости: трещиноватость рифейской складчатости, трещиноватость грабенообразования, трещиноватость сводовых поднятий и опусканий в палеозой-мезозой-кайнозойские этапы, трещиноватость в связи с гляциацией и дегляциацией ледника Фенноскандии, трещиноватость современного неотектонического этапа. Статистический анализ наложенной трещиноватости показал, что преобладающими являются направления Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы. Наложен-

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия



Рисунок. Физико-географическое районирование Юго-Западной Карелии с элементами тектонического каркаса

1 – венд – палеозойский чехол ФСЩ; 2 – граниты рапакиви и сопутствующие им породы (СМ – Салминский массив, ВМ – Выборгский массив); 3 – супракрустальные породы свекокарельского чехла; 4 – супракрустальные породы досвекокарельского лопийского фундамента; 5 – шовная зона сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков в суперструктуре щита; 6 – осевая линия краевой флексуры Фенноскандинавского щита; 7 – уступ (глинт) ордовикского плато (ОП); 8 – граница ордовикских отложений; 9 – граница кембрийских отложений; 10 – граница вендского чехла песчаников, аргиллитов, алевролитов; 11 – местоположение географического центра Ладожского озера; 12 – область аномального воздымания Северного Приладожья (изогипсы 4 и 6 мм/год); 13–15 – вулканические центры: 13 – рифейские, 14 – калевийские, 15 – людиковийские; 16 – осевые линии уступов вдоль дуг кольцевой структуры (1 – Валаамская, 2 – южных шхер, 3 – ближних заливов, 4 – дальних заливов, фьордов); 17 – габбро-долериты Валаамской пластовой интрузии; 18 – разломы бортовых ограничений горсто-грабеновой системы Ладожского озера. ная трещиноватость о-ва Валаам обладает яркими чертами неотектонических движений постгляциального этапа в виде блоковых перемещений, сопровождаемых малоамплитудными сдвиговыми смещениями, и обнаруживая явно наложенный характер на все ранние складчаторазрывные дислокации.

Неотектоника постгляциального этапа привела к раскрытию и образованию зияющих трещин, которые весьма обычны на всех островах Валаамско-Салминской островной гряды. Часто можно наблюдать расхождение стенок зон скольжения, притирания, дробления и образования глубоких, извилистых и обычно ступенчатых трещин, вплоть до рвов, располагающихся на склонах. В таких случаях палеические ледниковые поверхности курчавых скал бывают террасированы, приобретают ступенчатый вид. На островах Дивный, Калосаари – это вздыбленные блоки с амплитудой перемещения на первые десятки метров. В районе о-ва Скитского наблюдаются трещины с расхождением стенок на 0.5–1.5 м, а нередко и более. Можно предполагать, что скальные породы островной гряды обладают не только ярко выраженной макротрещиноватостью, но и в не меньшей степени микротрещиноватостью, которая в условиях общего воздымания гряды и морозного выветривания вызывает делювиальные обвалы берегов со столбчато-призматической отдельностью.

Вдоль южного берега о-ва Валаам прослеживаются зоны трещиноватости, по которым фиксируются надвиговые структуры с малоамплитудными сдвиговыми дислокациями. Пологие надвиговые чешуи фиксируются вдоль скалистого берега [2] с максимальными смещениями в юго-юго-западном, реже в юго-юго-восточном направлениях с углами воздымания от 3 до 10°.

Проведенный анализ тектонических движений от времени формирования Валаамского сила до современности позволяет придти к заключению о возвратных глыбово-волновых колебательных движениях, имеюцих разные амплитуды. Современная «живая» тектоника в условиях разгрузки напряжений активно способствует неустойчивости сплошности пород. Острова разрушаются в геологическом отношении с весьма высокой скоростью. Котловина Ладожского озера имеет особый геотектонический статус. Время ее активного развития относится к позднебайкальским движениям, однако современная радиально-кольцевая морфоструктура была сформирована в позднеплейстоценовое или голоценовое время [1]. В настоящее время существуют чрезвычайно высокие скорости воздымания северного берега Ладожского озера. С ними ассоциируют сейсмодислокации.

Высокая тектоническая активность Юго-Западной Карелии и котловины Ладожского озера в недалеком историческом прошлом может проявиться и в современную эпоху, что вызывает необходимость организации специальных геологических и геофизических исследований на системе геодинамических полигонов. Северо-Западный экономический регион с крупными городами, высокой численностью населения, развитой промышленностью, транспортными системами требует обеспечения его геоэкологической безопасности и долгосрочного прогноза возможных нежелательных природных событий. Важнейшую задачу должно составить изучение геоблоковой, блоковой и межгеоблоковой делимости кристаллического фундамента и тектонической активности их шовных разломных зон как главного признака их геоизостатической неустойчивости.

Литература

1. Светов А.П. Неотектонический этап развития Ладожской радиальнокольцевой структуры Салминского центра магматической активности // Нетрадиционные вопросы геологии. VI науч. семинар: Тез. докл. М., 1998. С. 22–23.

2. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.

В.П. Семакин, А.В. Кочергин¹

Горообразование как отражение глубинных процессов

Тектонические поднятия обычно сопровождаются кислым и щелочно-основным магматизмом, а нисходящие движения – базит-гипербазитовым. Тесную временную и пространственную связь гранитоидного магматизма с поднятиями земной коры отмечали Ю.А. Кузнецов и А.Л. Яншин [3]. Есть основание полагать, что гранитоидный магматизм сопровождается широким проявлением метасоматических процессов в мантии, низах коры и на границе коры и мантии [7], которые вызывают разуплотнение исходных пород, что в конечном итоге приводит к тектоническим (изостатическим) поднятиям. Возникшие при этом горы постепенно разрушаются под действием эрозионно-денудационных процессов. Если образованный при горообразовании разуплотненный коровый и мантийный разрез будет сохраняться, то при уничтожении гор на поверхности возникнут интенсивные отрицательные гравитационные

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

аномалии. Однако на примере Центрального Казахстана такого явления не наблюдается. Это можно объяснить тем, что за мощным фронтом мантийной и коровой «гранитизации» следует фронт «базификации», связанный с внедрением базит-гипербазитовых расплавов, при застывании которых при определенных условиях в мантии и на границе кора– мантия возникают уплотненные породы пироксенит-эклогит-гранулитового состава [7], а в коре – породы габбрового ряда. Видимо, в этот период происходит формирование поверхностей выравнивания. Платобазальты появляются в поздние или заключительные этапы выравнивания рельефа, обычно предшествуя процессу неотектонических поднятий.

Большинство современных горных районов на континентах характеризуется отрицательными аномалиями в редукции Буге, наиболее интенсивные из которых (до –550 мГал) выявлены под Тибетом. Установлено, что аномальные компенсационные массы практически не распространяются глубже 100 км, т.е. существуют в изостатически скомпенсированной литосфере и обусловлены не чисто термическими эффектами, а преимущественно изменениями вещественного состава [1], причем компенсационные массы связываются как с изменениями мощности земной коры, так и с плотностными неоднородностями, расположенными на различных уровнях земной коры и верхней мантии [8].

Разуплотнение мантии и низов коры может происходить при метасоматических процессах за счет образования малоплотных калийсодержащих твердых минеральных фаз, среди которых ведущим, видимо, яв-ляется флогопит (ρ 2.70–2.85 г/см³), устойчивый до глубин 150–200 км при T ~ 1100°C. При этом, наиболее интенсивное разуплотнение мантии будет происходить при замещении пиропового граната (р 3.51) флогопитом, а в низах коры – альмандинового граната (р 4.25) биотитом. Определенную разуплотняющую роль в мантии могут играть также анортоклаз (р 2.55–2.58), лейцит (р 2.45–2.50) и кальсилит (р 2.60), устойчивые при температуре 1000°С до 60-120 кбар, а также санидин (р 2.55-2.58), сосуществующий при температурах 500-1500°С, по крайней мере, до 66 кбар; гидросанидин (р 2.50–2.70), устойчивый до 80 кбар, и другие малоплотные калийсодержащие минералы. Наличие в мантии коэсита (р 2.93) и переход граната в пироксен при снижении давления также могут оказывать влияние на ее разуплотнение. В областях развития карбонатитового магматизма (Восточная Африка) в верхней мантии (при Р > 20-30 кбар) малоплотные твердые минеральные фазы могут быть представлены карбонатами (доломит ρ 2.80-2.90; магнезит ρ 2.90-3.10; кальцит ρ 2.60–2.80), связанными с метасоматическими процессами при взаимо-действии мантийных перидотитов с CO₂ и щелочно-карбонатными компонентами (Na₂CO₃ и K₂CO₃). Карбонаты могут существовать на больших глубинах, так доломит при давлении 50–70 кбар распадается на магнезит (ρ 2.90–3.10) и арагонит (ρ 2.95), устойчивые до 180 кбар [8].

Отдельные крупные регионы и структурно-формационные зоны в пределах этих регионов могут характеризоваться разной интенсивностью мантийного метасоматоза с участием различных компонентов [6].

Увеличение мощности земной коры под горными сооружениями представляет собой процесс разуплотнения мантии пироксенитового или эклогитового состава под действием высокотемпературного Si, Na, К метасоматоза, в результате чего образуются различные плагиоклазсодержащие породы обычно с калиевыми минералами [5, 7]. В результате таких процессов на границе коры и мантии возникают «коромантийные смеси» различной мощности. На Камчатке «переходная» зона между земной корой и верхней мантией состоит в основном из амфиболитов и флогопитизированных перидотитов, а в глубинных ксенолитах устанавливается однонаправленная тенденция превращений дунитов и перидотитов через амфиболизацию к габброидной ассоциации [4].

В земной коре малоплотные минеральные фазы возникают в результате метасоматической гранитизации, сопровождаемой привносом глубинными флюидами Si, K, Na, Al. При этом коровый субстрат преобразуется в широком интервале глубин от 22–25 км (гранулитовая фация) до 10–12 км (амфиболитовая фация). Кремнещелочной метасоматоз сопровождается экзотермическими реакциями. В результате таких реакций и, возможно, при дополнительном подтоке тепла происходит плавление метасоматизированного субстрата с образованием гранитоидных расплавов. При натриевой гранитизации формируются массивы и поля плагиогранитного состава, а при калиевой – поля калиевых гранитов [2]. Определенную немаловажную роль в разуплотнении некоторых уча-

Определенную немаловажную роль в разуплотнении некоторых участков земной коры и верхней мантии играют процессы серпентинизации, которые проявляются в большей степени в районах развития базитгипербазитового магматизма.

Метасоматические процессы могут стимулироваться, в частности, глубинными дислокациями по типу широкого сложного сдвигания с образованием зон растяжения и сжатия. В целом изостатическое равновесие различных литосферных колонок, включающих топографические массы (горы), земную кору, «коромантийные смеси» и верхнюю мантию, осуществляется главным образом в астеносфере, а в отдельных случаях и на более высоких уровнях литосферы. Таким образом, неотектонические поднятия (горы), являющиеся по своей природе, в основном, изостатическими, создаются вертикальными движениями, обусловленными разуплотнением различных горизонтов земной коры и верхней мантии под действием метасоматических процессов, сопровождаемых привносом глубинными флюидами Si, Al, K, Na и ведущих к образованию новых твердых минеральных фаз пониженной плотности.

Литература

1. Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К., Кучериненко В.А. Гравитацтонное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии // Физика Земли. 1993. № 5. С. 12–22.

2. Жариков В.А., Гаврикова С.Н. О двух механизмах гранитообразования // Кристаллическая кора в пространстве и времени: Магматизм. М.: Наука, 1989. С. 25–35. (28-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).

3. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. 1967. № 10. С. 108–121.

4. *Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н.* Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979. 197 с.

5. Лутков В.С. Геохимические особенности пироксенит-габброидных включений в щелочных базальтах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан): к проблеме состава и генезиса слоя «коромантийной смеси» подвижных поясов // Геохимия. 2000. №3. С. 334–340.

6. Лутков В.С., Могаровский В.В., Луткова В.Я. К вопросу о геохимической неоднородности верхней мантии Центрально-Азиатского подвижного пояса // Там же. 2004. № 4. С. 370–383.

7. Лутков В.С., Могаровский В.В., Луткова В.Я. Геохимические аномалии в мантии Памира и Тянь-Шаня: к проблеме глубинных источников рудного вещества // Там же. 2007. № 5. С. 507–521.

8. Семакин В.П., Кочергин А.В. Глубинные факторы формирования континентального горообразования // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы Всеросс. конф. с международн. участием, посвящ. памяти Л.М. Парфёнова, Хабаровск, 11–16 июня 2007 г. / Ред. А.И. Ханчук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 314–318.

Неотектоника района глубоководной впадины Дерюгина (Охотское море)

Под неотектоникой (новейшей тектоникой или морфотектоникой) понимаются тектонические движения и созданные ими структурные формы, которые непосредственно выражены в современном рельефе суши и морского дна. Основным исходным материалом для построения неотектонических карт и схем различных масштабов служат модели вершинной поверхности, повсеместное развитие которой позволяет использовать ее при выявлении и изучении новейших структурных форм как на суше, так и в пределах акваторий [7].

При построении структурно-неотектонической схемы района впадины Дерюгина в качестве исходной («структурной») поверхности принята полигенетическая, полихронная «вершинная» поверхность морского дна, отраженная на карте в виде изолиний абсолютных глубин относительно современного уровня моря. Схема составлена по принципу изображения выраженных в рельефе дна новейших структурных форм на основании преимущественно батиметрических данных и в основе своей представляет статическую модель неотектоники. При этом предполагается, что морфология новейших структурных форм не является чисто тектонической, поскольку в ней так или иначе отражаются результаты экзогенных процессов. На основании структурно-неотектонической схемы составлена схема основных неотектонических структурных элементов.

При изучении истории формирования новейших структурных форм проведено сопоставление пространственного их положения относительно палеогеографических карт развитых в районе трех литофизических комплексов, объединенных в четыре региональных сейсмостратиграфических комплекса (РССК I, РССК II, РССК III, РССК IV), соответствующих четырем временным интервалам (K_2 - P_{1-2} , P_3 - N_1^1 , N_1^{1-2} и N_1^3 - N_2) [6], что отражено на соответствующей схеме. Согласно этой схеме, на большей части рассматриваемой территории, начиная с конца верхнего мела – начала палеогена (доолигоценовое время) и до верхнего плиоцена, господствовали либо континентальные и субконтинентальные условия, либо условия относительно мелководного моря, в котором формировались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного литофизического комплекса (ЛК). Лишь с конца олигоцена в западной части

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

территории формируется относительно глубоководный прогиб северозападного простирания, где отлагались осадки алеврито-глинистокремнистого ЛК до верхнего плиоцена. Осевая линия прогиба в период с олигоцена и до верхнего плиоцена находилась намного западнее осевой линии неотектонической впадины Дерюгина и Старицкого прогиба, что объясняется миграцией прогиба в новейшее время в целом в восточном направлении. В конце плиоцена западная (Присахалинская) часть Охотского моря характеризовалась сравнительно небольшими (шельфовыми) глубинами, где осадконакопление происходило в условиях холодного климата в пределах неритовой зоны с соответствующим комплексом диатомовой флоры [2, 8].

В рассматриваемом районе наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрыт колонкой LV28-34-2 длиной 969 см при глубине дна 1431 м [4]. В колонке выделено шесть горизонтов, из которых горизонты 1, 3, и 5 соответствуют теплым временным интервалам (ИКС), а горизонты 2, 4 и 6 – холодным.

Отложения горизонта 1 (1 ИКС) с возрастом менее 12.4 тыс. лет включают голоценовые и позднеплейстоценовые образования, начиная с события бёллинг и по поздний дриас включительно, верхняя граница которого (10 тыс. лет) большинством исследователей традиционно принимается за границу плейстоцена и голоцена. По возрасту отложения горизонта 3 относятся к вюрмскому межстадиалу, а горизонта 5 – к Рисс-Вюрмскому межледниковью [4]. Для горизонтов 1, 3 и 5 характерно относительно высокое содержание бореальных, умеренно тепловодных высокопродуктивных пелагических и океанических диатомей. Отложения горизонтов характеризуются тонкими, преимущественно илистыми фракциями с прослоями, обогащенными органогенными элементами, а также слабокремнистыми и кремнистыми илами [4]. Илистая фракция образуется путем осаждения взвеси при низкой активности придонных вод, что для окраинных бассейнов типично при высоком стоянии уровня моря.

Горизонты 2, 4 и 6 относятся к ледниковым стадиям вюрмского и рисского оледенений [4]. Для этих горизонтов характерна низкая численность диатомей, среди которых встречаются арктобореальные и северобореальные, преимущественно неритические, сублиторальнонеритические и сублиторальные виды. Отмечаются также единичные экземпляры сублиторальных солоноватоводных и пресноводных диатомей, а также единичные переотложенные неогеновые виды. Отложения горизонтов характеризуются грубым гранулометрическим составом с увеличением числа песчаных прослоев, что свидетельствует о возрастании активности придонных течений [4]. В районе впадины Дерюгина большинство колонок, охарактеризованных А.П. Жузе [3], вскрывают только два верхних горизонта (1, 2) и лишь в колонке 915 их выделяется три, а по некоторым данным – четыре. В подавляющем числе колонок для горизонта 1 характерны преимущественно океанические виды диатомей. Наличие в отложениях горизонта 2 сублиторальных морских диатомей с доминированием в них руководящей формы *Melosira sulcata*, характерной для песчаных мелководий в верхней ступени сублиторали, и в меньшем количестве – неритических диатомей, присутствие в колонках некоторых станций спикул кремневых губок, характерных для глубин 100–350 м, а также наличие эстуарных и пресноводных видов диатомей указывает на то, что формирование отложений горизонта 2 происходило в прибрежных мелководных условиях. В целом: «Результаты диатомового анализа показали, что в эпоху последнего оледенения на месте современной глубоководной котловины Дерюгина находились глубины, не превышающие 300–350 м» [3, с. 217]. Исходя из этого и базируясь на сходстве комплексов диатомей горизонтов 2, 4 и 6, охарактеризованных в [4 и 5], можно предположить, что сходные или близкие к ним глубины существовали также во время осадконакопления горизонтов 4 и 6, т.е. в ледниковые эпохи.

Х.М. Саидова [5] на основании изучения донных фораминифер приводит несколько иные глубины Охотского моря в районе впадины Дерюгина в период формирования отложений второго горизонта (700–1000 м). Однако, несмотря на расхождения в оценках глубин моря по результатам диатомового [3] и фораминиферового [5] анализов, важным является тот факт, что в периоды формирования отложений горизонтов 2, 4 и 6 глубины дна Охотского моря были значительно меньше, чем во время осадконакоплений горизонтов 1, 3 и 5. Х.М. Саидова [5] связывает это соответственно с поднятиями и погружениями дна, при этом отмечается, что наибольшее поднятие его было в период формирования горизонта 4, а наибольшее погружение – во время осадконакопления горизонта 1. Мы предполагаем, что поднятия дна в ледниковые эпохи связаны с кислым магматизмом и с сопутствующими ему процессами, а погружения в межледниковья – с базит-гипербазитовым магматизмом.

межледниковья – с оазит-гипероазитовым магматизмом. Если принять уровень моря во время последней позднеплейстоценовой регрессии (~ 17 тыс. лет назад) на 100 м ниже современного, а глубины Охотского моря в районе впадины Дерюгина в период формирования второго горизонта порядка 300 м [3] (или 400 м относительно современного уровня), то с учётом современных глубин дна, погружение его за поздний плейстоцен и голоцен составит ориентировочно от 540 м (3 см/год) в районе станции 115, расположенной в присводовой части поднятия Института океанологии, и до 1340 м (8 см/год) в районе станции 917, находящейся в глубоководной части впадины Дерюгина. По данным Х.М. Саидовой [5], с конца времени формирования второго горизонта на еще большую величину погрузилось дно в отдельных районах северо-западной части Тихого океана (примерно 2000 м; 12 см/год), что сопоставимо со скоростями опускания Черноморского шельфа за последние 13 тыс. лет (10–15 см/год) [1].

Литература

1. Барг И.М. О возрасте и образовании Керченского пролива и Азовского моря // Докл. РАН. 2007. Т. 412, №2. С. 220–222.

2. Жидкова Л.С., Кузина Н.И., Попова Л.А. Биофациальные особенности позднемиоценового и плиоценового бассейнов Северо-Восточного Сахалина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43, вып. 3. С. 38–54.

3. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.

4. Мухина В.В. Позднечетвертичная диатомовая стратиграфия и палеогеография Охотского моря (впадина Дерюгина) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI междунар. науч. шк. по морской геол. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 223–224.

5. Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого Океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

6. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильёв и др. / Ред. К.Ф. Сергеев. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.

7. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.

8. Цой И.Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т., Шастина В.В., Можеровский А.В. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.

Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: модель пассивного рифтогенеза в физическом эксперименте

После работ Ю.Г. Леонова, В.Д. Маца, В.А. Санькова, А.В. Яковлева, Ж.Девершера, О.П. Полянского и других авторов пассивный механизм формирования можно считать достаточно обоснованным для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), если считать, что она развивается в ходе перемещений литосферных блоков, инициированных серией отдаленных энергетических источников. В то же время, результаты физического моделирования (И.В. Лучицкий и П.М. Бондаренко, С.А. Борняков, А.И. Шеменда с соавторами, А.В. Черемных и др.) не позволяют сделать аналогичный вывод, так как до сих пор в рамках одного эксперимента не удалось воспроизвести эволюцию и этапность развития БРЗ, а также общую зональность ее строения в совокупности с морфологией и взаимным расположением главных рифтовых впадин. Учитывая, что воспроизведение в физическом эксперименте (3-D) изучаемой структуры является определяющим звеном в цепи доказательств правомерности предлагаемого механизма ее формирования, авторы провели исследования по моделированию развития БРЗ при относительном перемещении Евразийской и Амурской плит. Задача исследования – достижение максимального подобия морфологии и эволюции впадин Байкальской рифтовой зоны (рисунок, А) в наиболее простом по организации эксперименте с целью выявления определяющих факторов формирования БРЗ в рамках пассивной модели рифтогенеза.

В серии из 30 экспериментов воспроизводились стабильные условия деформирования, параметры которых после пересчета через масштабные коэффициенты в критериях подобия соответствовали природному объекту. Деформированию с постоянной скоростью (обычно – 0,5 мм/мин) подвергались однородные однослойные образцы (толщина – 4–5 см; ширина – 40 см; длина – 140 см) из глинистой пасты (вязкость – 10^{6-7} Па·с), характеризующейся в эксперименте упругопластичным поведением, как и литосфера при крупномасштабном разломообразовании. Теория подобия и общая методика экспериментов описаны ранее [1], а их специфика состояла в организации для модели нагрузки, соответствующей пассивному механизму формирования БРЗ. Модель размещалась на плоских жестких штампах, один из которых смещался по типу простого сдвига в

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия



Рисунок. Разломы и впадины БРЗ (согласно [3]) (А) в сравнении с аналогичными структурами, воспроизведенными в упругопластичных моделях при пассивном механизме рифтогенеза (Б, В)

На рис. Б, В пунктирной линией показано примерное положение края подвижного штампа экспериментальной установки на момент фотосъемки, а односторонней стрелкой – направление его перемещения. Дугами оконтурены участки преимущественного растяжения на периферии структуры пулл-апарт горизонтальном направлении и на контакте со вторым штампом имел изгиб, аналогичный по форме Прибайкальскому сегменту краевого шва Сибирской платформы (см. рисунок).

В целом в модели формировалась левосдвиговая деформационная зона, центральная часть которой осложнялась развитием (над изгибом) структуры типа пулл-апарт (см. рисунок, Б, В). Закономерности формирования внутренней структуры дистальных сегментов зоны аналогичны установленным ранее для процесса сдвигообразования в упругопластичной модели над прямолинейным инициирующим сместителем [1]: эволюция сети эшелонированных сдвигов 2-го порядка (правых – *R*'типа и левых – *R*-типа) с образованием в конечном итоге левосдвигового магистрального сместителя. Несмотря на стабильный режим деформирования, процесс неравномерен во времени и пространстве. Конкретным выражением временной неравномерности является наличие трех стадий структурообразования (ранняя, поздняя и полного разрушения), разделяющихся перестройками разрывной сети. Первую стадию от второй отделяет главная структурная перестройка, в течение которой в отдельных частях сдвиговой зоны появляются крупные разрывы и происходит локализация деформации, а вторую от третьей – момент появления сдвигового магистрального сместителя. Конкретным выражением про-странственной неравномерности является чередование в продольном направлении развивающихся по-разному участков, что, в частности, приводит к возникновению зияющих присдвиговых впадин – аналогов Чарской, Муйской, Верхнеангарской и других суходольных котловин на флангах БРЗ (см. рисунок, Б, В).

В центральной части модели процесс сдвигообразования осложняется растяжением (см. рисунок, Б, В). Вначале здесь формируется широкая депрессия, а затем появляются сколы Риделя, самые крупные из которых приобретают существенную раздвиговую составляющую. В итоге они превращаются в крупные трещины растяжения (аналоги Байкальской и Баргузинской впадин), одна из которых получает преимущественное развитие, соединяясь дистальными окончаниями с магистральными сдвигами краевых частей деформационной зоны. Существование известных для БРЗ стадий развития (ранняя – «медленный рифтинг», поздняя – «быстрый рифтинг») при данном механизме рифтообразования связано с закономерным этапом локализации деформации, которая в природе может усиливаться за счет подъема мантийного вещества при утонении литосферы и декомпрессии.

Главной пространственной закономерностью строения центрального сегмента деформационной зоны является латеральная зональность. Широкая депрессия пулл-апарт состоит из осевой части проявления интенсивных вертикальных движений и обрамляющих ее подзон менее контрастных перемещений. В природе этим структурным подразделениям соответствуют Байкальская впадина вместе с ее ближайшим окружением в границах БРЗ, а также располагающиеся на северо-западе и юговостоке Предбайкальский и Селенгино-Витимский прогибы. Об активном, совместном с рифтовой зоной развитии прогибов при контактировании Евразийской и Амурской плит, начиная с раннего кайнозоя и до современности, свидетельствуют геологические данные, а также принадлежность к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу не только части Забайкалья, но и широкой (до 300 км) полосы рассеянной сейсмичности и активных разломов на Сибирской платформе. Судя по данным экспериментов (см. рисунок, Б, В), наибольшее растяжение в пределах периферийных подзон характерно для симметричных относительно оси участков I и II, которым в природе соответствуют, с одной стороны, Баргузинская, Ципиканская, Баунтовская и более мелкие впадины, а с другой – система впадин Присаянья (Окинская, Китойская и др.), тектонический фактор в происхождении которых уже рассматривались ранее [2].

фактор в происхождении которых уже рассматривались ранее [2]. Представленные закономерности были отчетливо выражены во всех экспериментах в отличие от деталей структурной эволюции, зафиксированных в опытах при некотором изменении толщины модели или скорости деформирования и даже при аналогичных условиях под действием случайных факторов. К таким деталям относятся прежде всего разная степень выраженности и вариации в расположении крупных разрывов растяжения – аналогов межгорных впадин БРЗ. При этом прототипы Байкальской и Баргузинской котловин были всегда узнаваемы в экспериментах, тогда как проявление фланговых присдвиговых впадин отличалось определенным разнообразием. На рисунке для сравнения представлен вариант структурной картины, когда степень выраженности впадин на модели отличается от природной (Б), и ситуация с высоким морфологическим сходством (В).

Итак, воспроизведенный посредством физического моделирования пассивный механизм рифтогенеза позволяет объяснить главные пространственно-временные закономерности формирования БРЗ: последовательность и неравномерность эволюционного развития, общую зональность внутреннего строения, морфологию крупных впадин и др. Достижение в отдельных опытах высокой степени геометрического сходства в расположении главных котловин БРЗ свидетельствует о том, что упругопластическая реакция субстрата (1) при реализации левосдвиговых перемещений (2) в области влияния изогнутой в плане инициирующей структурной неоднородности (3) представляет главные факторы развития природного объекта, реальное сочетание которых может быть достигнуто в простом по организации физическом эксперименте. Задачи дальнейших работ заключаются в оценке роли дополнительных факторов (многослойность, различие в реологии контактирующих блоков, специфика разломной сети, фактор транстенсии–транспрессии, нестабильность воздействия главного энергетического источника и степень влияния второстепенных) и их учете в итоговой схеме физического моделирования, обеспечивающей воспроизведение структурной эволюции БРЗ с максимальной детальностью.

Авторы благодарны к.г.-м.н. С.А. Борнякову за научные консультации по организации экспериментов, а также К.А. Гамаюновой и А.В. Севякову за помощь в проведении исследований, выполненных при финансовой поддержке СО РАН (проект ОНЗ-6.13) и РФФИ (проект № 07-05-00061-а).

Литература

1. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.

2. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 196 с.

3. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Логачев. Иркутск, 1982.

Г.Г. Серкина¹, А.К. Худолей²

Эволюция обстановок осадконакопления кембрийскоордовикских толщ Сетте-Дабана – результат раннепалеозойского рифтогенеза на восточной окраине Сибирской платформы

В настоящее время территория хребта Сетте-Дабан (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) обычно интерпретируется как пассивная окраина с двумя этапами рифтогенеза – позднерифейским и позднедевонским. Кроме того, некоторыми исследователями [2, 3] вы-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

деляется также «вялотекущий» вендский рифтогенез. При этом с девонским рифтогенезом связываются такие глобальные события, как раскол Сибирской платформы, заложение и развитие глубоководного бассейна, в котором происходило формирование значительного по своей мощности верхоянского комплекса [3]. Последние годы появились данные и о раннепалеозойском рифтогенезе [4, 5], но пока они довольно разрознены и требуют обобщения.

При изучении среднекембрийско-среднеордовикских отложений бы-ло установлено, что они формируют четкие регрессивно построенные циклические толщи переслаивания турбидитов, контуритов и пелагитов. В конце среднего кембрия на описываемой территории в условиях подножия, переходящего в глубоководную равнину, накапливались темноцветные тонкопараллельно-слойчатые глинисто-карбонатные илы, сочетавшиеся с дистальными турбидитами преимущественно типов Тbe, Tbce, редко Tab идеального циклита А. Боумы и контуритами. Турбиди-ты формировались под влиянием преимущественно суспензионных, мутьевых потоков, направленных со склона нормально к простиранию последнего. Иногда они сопровождались процессами подводного гравитационного оползания, приводившего к возникновению обломочных потоков и к формированию линзовидных тел карбонатных брекчий (олитоков и к формированию линзовидных тел кароонатных оректип (сли стостром). Накопление контуритов осуществлялось вдольсклоновыми (контурными) течениями, перемывавшими и переносившими материал, поставляемый к подножию плотностными потоками. При изучении строения контуритов была получена рабочая модель «идеального контустроения контуритов оыла получена раоочая модель «идеального контурита» (по аналогии с идеальным циклитом А. Боумы для турбидитов), имеющая трехчленное строение. Нижний элемент Ка здесь представлен чаще всего тонким горизонтально- или волнистослойчатым переслаиванием кальцилютитов и известковистых аргиллитов. Средний элемент Кb образован косослойчатыми разнозернистыми кальцилютитами и тонко-зернистыми калькаренитами. Верхний элемент Кс развит спорадически и похож на нижний, но преобладают в нем известковистые аргиллиты и тонкие кальцилютиты с волнистой, иногда мелкой косой слойчатостью. Важно подчеркнуть, что латеральные ряды формаций, характерных для дрифтовой стадии развития пассивной окраины (мелководная карбонатная платформа – глубоководные аналоги турбидитов, контуритов и пелагитов) начинают формироваться уже со среднего кембрия. В позднем кембрии и в начале раннего ордовика характер осадкона-

В позднем кембрии и в начале раннего ордовика характер осадконакопления в целом сохранился с предыдущего времени, о чем свидетельствует широкое развитие фаций пелагитов и дистальных турбидитов. Вместе с тем, значительное распространение получили средне- и грубозернистые турбидиты типов Tab, Tabce цикла А. Боумы, и практически не формировались контуриты. Последнее определялось, скорее всего, нарастанием роли турбидитовой седиментации, увеличением объема поставляемого с шельфа и склона к подножию карбонатно-обломочного материала и, как следствие, подавлением деятельности вдольсклоновых течений. Важным типом тектоноседиментационных структур на подножии в это время являлись небольшие по масштабу конуса, диагностируемые по наличию в разрезах турбидитовых серий мезоциклитов регрессивного типа.

С раннеордовикского времени началась стадия активного заполнения глубоководного бассейна с продвижением к востоку или северо-востоку осадочного клина континентального склона. На это указывает широкое развитие среди слоев нижнеордовикских толщ хаотических фаций F [1], грубо- и среднезернистых турбидитов. Наличие турбидитовых пачек с увеличением зернистости вверх по разрезу свидетельствует о формировании на склоне небольших конусов выноса. Заполнение бассейна завершилось в среднем ордовике возникновением терригенно-карбонатного шельфа.

Начиная с конца среднего ордовика до конца силура, происходило становление устойчивой карбонатной платформы на вполне сформировавшемся устойчивом шельфе.

Хотя вендско-раннепалеозойские комплексы юго-восточной окраины Сибирской платформы не содержат типичных для начальных стадий рифтогенеза формаций, но построенные на основании их изучения кривые тектонического погружения дна бассейна (subsidence curve, backstripping) дают существенный аргумент в пользу кембрийского рифтогенеза. Теоретические основы построения и интерпретации кривых тектонического погружения соответствуют модели, рассмотренной Г.Бондом и М.Коминц [6]. Расчеты производились с помощью программного обеспечения, разработанного на кафедре региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ.

Всего было проанализировано пять разрезов венда – нижнего палеозоя из внешних и внутренних зон Сетте-Дабана и сопредельных территорий. На всех графиках в области 480–450 млн лет (ранний–средний ордовик) происходит выполаживание кривых, свидетельствующее о прекращении активных тектонических движений, что характерно для дрифтовой стадии развития пассивной окраины континента. Аналогичные пологие формы кривых тектонического погружения дна бассейна фиксируются и для периода древнее примерно 530 млн лет (венд – ранний кембрий). Наиболее крутая часть графика, соответствующая быстрому погружению блоков коры на этапе рифтогенеза на большинстве графиков приходится на возрастной интервал около 500–530 млн лет, что отвечает среднему-позднему кембрию и позволяет предполагать зарождение рифта в начале этого этапа, около 530 млн лет.

Рифтогенез, приведший к формированию пассивной окраины, должен был быть значительным тектоническим событием, отразившимся как в магматических, так и в осадочных комплексах. В разных частях восточной окраины Сибирской платформы установлены магматические комплексы основного состава с возрастом около 544 млн лет (Хараулах) и 450 млн лет (Сетте-Дабан), распределение малых и редкоземельных элементов в которых близко к таковому в кайнозойских рифтах Восточной Африки и Красного моря. Кроме того, в Сетте-Дабане присутствуют ультраостновные щелочные интрузии с возрастом около 490 млн лет, также имеющие рифтогенную природу [4].

Дополнительным подтверждением возможного существования кембрийского рифтогенеза в описываемом регионе является еще и тот факт, что, судя по химическому составу хромшпинелидов из осадочных толщ рифей-среднепалеозойского возраста, ультраосновные породы в источнике сноса как позднерифейских, так и ордовикских песчаников имели идентичный или близкий состав и характеризуют внутриплитные обстановки. При этом состав хромшпинелидов из вендских отложений резко отличается по своему химизму и тяготеет, скорее, к алмазному парагенезису.

Таким образом, весь комплекс имеющихся данных по эволюции осадконакопления, составу магматизма и моделированию кривых тектонического погружения дна бассейна указывает на наличие интенсивного раннекембрийского рифтогенеза, что позволяет объяснить появление глубоководных отложений, начиная со среднекембрийского времени.

Настоящее исследование производилось при частичной поддержке РФФИ (проект № 05-05-65327).

Литература

1. Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т.: Пер. с англ. / Ред. Х.Рединг. М.: Мир, 1990. 384 с.

2. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Юдомская. Лист Р-53-XXX. Отв. исполнитель А.П. Кропачев. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК Наука / Интепериодика, 2001. 571 с.

4. Худолей А.К., Кропачев А.П., Химан Л.М., Журавлев Д.З., Гурьев Г.А. Раннепалеозойский магматизм Сетте-Дабана (Южное Верхоянье, Юго-Восточная Якутия) // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 1. С. 82–85.
5. *Худолей А.К., Серкина Г.Г.* Раннепалеозойский рифтогенез восточной окраины Сибирской платформы: сравнение геологических данных и кривых тектонического погружения дна бассейна // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 288–291. (Материалы XXXV тектонич. совещ.; Т. 2).

6. Bond G.C., Kominz M.A. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95, N 2. P. 155–173.

Ю.Б. Силантьев¹

Альпийский подвижный пояс и особенности формирования осадочных бассейнов

Альпийский подвижной пояс (АПП) является наиболее крупной (и единственной) широтной мегазоной складкообразования, простирающейся от Испании (Западной Африки) до Пацифики, располагаясь между двумя субмеридиональными подвижными поясами: Атлантическим и Западно-Тихоокеанским. Протяженность АПП превышает 15 000 км при ширине до 1 500 км. Наличие билатеральной системы двух островных дуг (W.Krebs, 1975) Новая Гвинея – Фиджи удлиняет АПП до 25 000 км [1]. Пространственно генетически пояс связан с закрытием океанических бассейнов Мид- и Неотетиса, развивавшихся в зоне сочленения Гондванских и Лавразийских геоблоков.

АПП представляет собой последнюю генерацию сооружений эволюционного ряда Средиземноморского геосинклинального пояса. Соотношение его со структурами доальпийской кратонизации имеет сложный характер. Некоторые его участки имеют транзитный (совмещенный) характер с Урало-Монгольским поясом (Циньлинь, Циляньшань и др.), а Зондская дуга располагается на экзогональном блоке Евразийского массива. Значительная часть доальпийских кратонов либо присутствует в пределах АПП как срединные массивы (Панномский, Иранский, Индокитайский и др.), либо входят в состав складчатого фундамента, претерпев глубокую метаморфическую переработку [2].

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), пос. Развилка, Ленинский р-н, Московская обл., Россия

Гетерогенность и гетерохронность процессов интеграции АПП со структурами обрамления обусловливает сложность тектоностиля и структуры отложения приуроченных к ней сендиментационных бассейнов.

В субширотном направлении в пределах АПП выделяется девять сегментов:

1. Западно-Средиземноморский (Бетика-Аппенины / Альпы);

2. Восточно-Средиземноморский (Альпы-Понтиды);

3. Западно-Азиатский (Тавриды–Копет-Даг);

4. Центрально-Азиатский (Парапол-Памир);

5. Гималайский;

6. Индокитайский (Аракан-Малайзия);

7. Индонезийский;

8. Новогвинейский (Восточно-Австралийский);

9. Фиджийский / Новозеландский

Переход от одних сегментов к другим в большинстве случаев происходит через зоны поперечных нарушений, совпадающих с линеаментами (Урал–Оман, Куньлунь–Цинлинь и др.)

Отметим, что в пределах Средиземноморского, Западно-Азиатского, Индокитайского и более восточных сегментов развиты крупные океаногенные бассейны Средиземного (и Черного), Андаманского, Индокитайского и Кораллова моря, причем «зрелость» развития этих бассейнов существенно различается.

Ряд морей являются узлами пересечения с другими подвижными поясами (Каспийское и Южно-Китайское). Наличие внутренних морей в пределах пояса связано с билатеральностью АПП: выделяются северная и южная его ветви. Таким образом, АПП в своей структуре помимо кратогенных блоков включает океаногенные, развитие которых связано с зонами обрамляющего его орогенеза.

Океанические бассейны Южно-Китайского, Каспийского (южная часть) и других морей находятся на авлакогенной стадии, а Северной Суматры и Явы – на орогенной. В развитии впадин существенную роль играют системы древних (Герирудский, Галитский и др.) и молодых (Найбандский, Баборский, Панджшер и др.) разломов.

Формирование современной мегавпадины Средиземного моря в значительной степени определяется позднекайнозойским рифогенезом, сопровождающимся формированием ортогональной (в западной части) и дугообразной системы разломов (в восточной). Кайнозойская динамика Средиземноморья связана с «океанизацией» земной коры в результате плюмтектоники (или рифинга–спрединга). Аналогичные процессы контролировали заложение и развитие Черноморской и Южно-Каспийской впадин. Бассейны восточной части АПП формировались в результате процессов субдукции: «тылового» рифогенеза [1].

Выявленные закономерности позволили составить схему пластеризации типов осадочных бассейнов (рисунок). Данная схема характеризуется пространственным изменением тектоностиля бассейна, отражающего увеличение их «зрелости» в западном направлении (в аспекте циклов Вилсона). Наиболее «зрелая» в аспекте цикличности тектогенеза – западная (Средиземноморская) часть АПП. В ее пределах обособляются постплатформенные, коллизионные и конвергентные седиментационные бассейны.

Для зондского сегмента АПП характерно развитие бассейнов преимущественно конвергентного и коллизионного типов, большая часть которых формируется на стыке океанических (Индийская и Тихоокеанская) и континентального (Индо-Китайская) геоблоков. Бассейны Меланезийского сегмента формируются в зоне сочленения двух океанических блоков (Тихоокеанского и Кораллова моря) [1, 3].

Эта географическая кластеризация определена «зрелостью» тектогенеза в пределах рассматриваемых аспектов АПП и корреспондируется с динамикой цикличности Вилсона – омоложение осадочных бассейнов АПП в восточном направлении. Это определяет увеличение многотипности осадочных объектов с востока на запад.

Рассмотренные типы характеризуются резкими различиями в геофизическом, в том числе – геотермическом полях, и динамикой онотогенеза УВ. Это обусловливает низкий УВ-потенциал восточного замыкания АПП и высокий потенциал в осадочных бассейнах западных сегментов.

В основном мобилизация УВ-потенциала осадочных объектов связана с динамикой катагенеза, контролируемой динамикой прогрева осадочного разреза бассейнов, структурой осадочного разреза (в том числе особенностями его формирования) и каталитичностью осадочных толщ [1].

Установленные значительные различия в геотермической эволюции осадочных бассейнов Альпийского подвижного пояса вдоль широтной полосы АПП позволяют выявить зоны развития уникальных месторождений. В пределах АПП это западная часть Зондского сегмента и Каспийский участок Средиземноморского. Остальные сегменты АПП характеризуются развитием очень «зрелых» УВ-систем (западная часть Средиземноморского сегмента).

Представленные результаты указывают на возможность не только тектонической кластеризации АПП и связанных с ним осадочных бассейнов, но и проведения дифференциации последних по степени перспектив, на возможность составления единых корреляционно-связанных тектононефтегазогеологических моделей осадочных бассейнов АПП.

внутриконтинентальный	периконтинентальный	периокеанический		
постплатформенный				
- глыбово-блоковый - платформенно- складчатый				
коллизионный				
- внутрискладчатый - покровноскладчатый	- задугово- периконтинентальный - преддуговый			
конвергентный				
- задуговый - внутриконтинентальный	- задуговый - преддуговый	- задуговый - междуговый		
Средиземноморский	Зондский	Меланезийский		

Рисунок

А это, в свою очередь, указывает на необходимость нефтегазогеологической адаптации традиционного тектонического ряда визуальных документов, в том числе разработки новых типов схем тектогенеза и моделей седиментации.

Литература

1. Аминов Л.З., Боровинский А.И., Гайдеек В.И. и др. Седиментационные бассейны подвижных поясов. АГН, 2001. 272 с.

2. Иогансон Л.И. Типы впадин Северной Евразии и их связь с эндогенными режимами. Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 178–188.

3. Шлезингер А.Е. Основные элементы разреза земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. №5. С. 151–152.

Синергетика открытых систем геологического пространства

Геология усложняется, дифференцируется и углубляется в прямом и переносном смысле (В.Т. Фролов, 2000 г.). Поток геологической информации увеличивается во времени не в линейной, а в геометрической прогрессии [1, 2]. Это усложняет ее понимание и указывает на необходимость формирования методик и теорий, обобщающих различные тектонические, нефтегазогеологические и другие геологические парадигмы (системы взглядов). Наличие такого инструментария способствовало бы лучшему пониманию генетики геологических процессов. В структуре такого инструментария обособляются:

1) кластеризация геолого-информационного пространства;

2) моделирование (с составлением моделей, адекватных реальным).

Кластеризация информационного пространства базируется на принципе «Парето» – 20% усилий определяют 80% результатов. Очевидно, этот принцип должен быть заложен в основу интеллектуального анализа данных. В связи со сложностью количественной формализации геологического пространства применяемые методы такого анализа имеют преимущественно эвристический характер и должны базироваться на трех основных принципах:

- обоснованности структуры информационного обеспечения;

- учете свойств исходной информации;

- однозначности толкования.

Отметим, что первые два принципа в значительной мере связаны с вероятностным моделированием, обусловлены имитационной структурой воспроизведения любого геологического объекта; эти принципы находятся в противоречии с третьим (из-за вероятности толкования).

В настоящее время перед геологией стоит проблема преодоления холистического или системного приближения в информационных технологиях. Она заключается в неспособности строить сложные системы, адекватные реальным геосферам (тектонической, углеводородной и др.).

Преодоление барьера сложности становится важнейшей задачей геологического моделирования сложных систем. Комбинации частей этих систем находятся между собой в той или иной зависимости. Формы этих связей с эволюцией геолого-информационного пространства становятся

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), пос. Развилка, Ленинский р-н, Московская обл., Россия

все сложнее с увеличением множества центров принятия решения. Это определяет основное содержание открытых систем – аморфность их границ и вероятность выявления новых факторов, контролирующих их развитие. Оптимизация структуры этих (новых) и старых факторов зависит от уровня информационного обеспечения и реальных задач. Очевидно, при анализе региональных объектов необходимо учитывать факторы глубинной (и планетарной) геодинамики, а при анализе локальных особенностей – «несущих» зональных объектов [3].

Приведенная информация указывает на необходимость формирования оргструктуры геолого-информационного пространства, основанной на геологических закономерностях: теорий циклов, плейттектоники, ринг-тектоники и т.п. На рисунке представлен вариант геологохронологической кластеризации данных тектонических концепций. Практически все эти концепции допускают существование трех основных тектонических суперструктур: континентов, океанов и транзиталей. Последние являются наиболее длительно существовавшими: по Е.Е. Милановскому им отвечают зеленокаменные пояса. Представленный вариант кластеризации концепций тектогенеза указывает на возможность составления единой модели динамического развития. Отметим, что алгоритм такого моделирования аналогичен моделям геологического пространства: гидро-углеводородных систем и т.п., которые характеризуется необратимостью и усложнением во времени.

В прикладных аспектах открытые системы должны быть объектноориентированными и их моделирование должно базироваться на трех составляющих:

– объектно-ориентированной парадигме;

- структурообразующей модели;

- характеристике целевого объекта.

При анализе процессов тектогенеза следует учитывать следующие особенности синергетики открытых систем:

1) принцип иерархии (каждый объект является частью более крупного);

2) неоднородность геологических объектов;

3) цикличность динамики;

4) множество связей;

5) открытость внешним факторам (внутренняя и космическая энергии);

6) необратимость (геологического времени).

Анализ тектонических режимов подтверждает эти особенности: развитие концепции тектогенеза происходит в направлении усложнения [3] и региональной кластеризации, т.е. в соответствии с типовой эволюцией открытых систем:

– непредсказуемостью (появления новых концепций)

	геологический возраст			
Концепция	криптозой	рифей-палеозой	мезокайнозой	
плейттектоника				
блок-тектоника		 [
блок-тектоника		 	 	
ринг-тектоника				
геосинклинально- платформенная тектоника				
рифтинг (расширяю- щаяся Земля)				



Рисунок. Хронологическое распределение основных тектонических концепций

1 – транзитали; 2 – океаны; 3 – континенты

- усложнения (концепции изменяются).

Это определяет междисциплинарный характер формирования тектонических концепций, в которые в настоящее время необходимо включать физико-химические аспекты формирования планеты, т.е. вносить не включенные в традиционную геосферу информационные пространства.

Литература

1. *Фролов В.Т.* О науке геологии. Ст. 1: Законы в геологии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2000. №6. С. 2–8.

2. *Фролов В.Т.* О науке геологии. Ст. 2: Геологические теории // Там же. 2001. №1. С. 2–10.

3. Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных литосферных плит и возможные механизмы их формирования // Докл. АН СССР. 1997. Т. 234, №5. С. 1175–1178.

Л.А. Сим¹, Г.В. Брянцева²

Новейшая тектоника и тектонические напряжения Западно-Сибирской плиты

Проведенные впервые исследования неотектонических напряжений Западно-Сибирской плиты (ЗСП) показали широкое развитие сдвиговых перемещений по разломам этой структуры [8]. Новейшие сдвиговые перемещения по разломам фундамента ЗЕП нашли убедительное подтверждение по данным сейсморазведки на Еты-Пуровском месторождении [2]. Реконструкция неотеконических напряжений производилась структурно-геоморфологическим (СГ) методом [7, (Сим, 2000 г.)].

Методика исследований. В верхних частях осадочного чехла платформ широкое развитие имеют крутопадающие разломы. Они, как правило, прямолинейны, выделяются по данным дешифрирования фотоснимков, совпадают с разломами фундамента и далеко не всегда выражены в перепаде отметок рельефа в разных крыльях разломов. Перечисленные характеристики разломов, а также отсутствие сопротивления напряжениям в верхней части коры со стороны дневной поверхности априори приводит к субгоризонтальному положению осей максимального и минимального главных нормальных напряжений, что позволяет предполагать сдвиговую кинематику неотектонических перемещений по подновленным (активизированным) разломам фундамента. СГ метод реконструкции неотектонических напряжений основан на данных о закономерной ориентировке оперяющих разрывов в зоне сдвига, обобщенных М.В. Гзовским [1]. Реконструкция тектонических напряжений заключается в дешифрировании линеаментов – возможных разломов – и специальном дешифрировании мелких прямолинейных элементов (мегатрещин) вблизи линеамента. Если взаимная ориентация линеамента и

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

мегатрещин соответствует закономерной ориентировке оперяющих разрывов в зоне сдвига, то:

 принимается доказанным, что линеаменту соответствует форми-рующийся в чехле разлом, а мегатрещины являются опережающими разрывами;

- определяются ориентировки осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости;

 – определяется знак сдвигового смещения (правый или левый сдвиг);
 – устанавливается геодинамическая обстановка активизации разлома фундамента (дополнительное сжатие или растяжение).

Согласно данным математического моделирования сдвигов[6], кроме абсолютного максимума касательных напряжений в осадочном чехле вблизи разлома фундамента над зоной сдвига на дневной поверхности также формируется локальный максимум касательных напряжений, обусловливающий образование опережающих разрывов, которые растут сверху вниз. Физическое моделирование сдвигов[4] показывает, что трещины, растущие снизу вверх и более поздние, растущие сверху вниз, на зрелой стадии развития зоны сдвига объединяются и образуют магистральный разлом. Приведенные данные моделирования сдвигов объясняют хорошую выраженность разрывов оперения на дневной поверхности. Под процессом формирования сдвига в осадочных отложениях платформенного чехла понимается прорыв плоскости сместителя разлома фундамента и (или) осадочного чехла сквозь молодые отложения платформенных плит под воздействием тектонических напряжений. Возраст последних, а также сдвиговых перемещений принимается за неотектонический по возрасту отложений, развитых на дневной поверхно-сти в районе исследования. Преимуществом СГ метода является возможность реконструкции тектонических напряжений сплошь по всей исследуемой территории, независимо от обнаженности.

Результаты исследований. На основании дешифрирования разномасштабных топографических карт и космических снимков (от 1:20 000 до 1:1 000 000) и реконструкции неотектонических напряжений составлены схема неотектонических структур и полей напряжений севера ЗСП (64°-68° с.ш.), схемы новейшего напряженного состояния на территории Ай-Пимского и Большесалымского месторождений нефти, а также в южной части ЗСП на СЗ часть Солдатско-Михайловского мегантиклинория и Аганский желоб (по классификации Суркова и Жеро, 1981 г.). Особое внимание в работе уделялось выделению разломов и сопоставлению их с доступными геолого-геофизическими данными.

Локальные неотектонические структуры исследованной части ЗСП отдешифрированы по характерному центробежному растеканию водо-

токов, конфигурации солифлюкционных потоков и ореолу интенсивной заозеренности в основании склонов [3, 8]. Выделенные структуры образовали западную и восточную группы, которые разделены долиной р. Пур (Пурский мегапрогиб в новейшей структуре). Их общей чертой является преобладающая субширотная ориентировка удлиненных осей брахискладок. Структуры проявляют тенденцию к формированию суб-широтных систем, общих и для западной, и для восточной групп [3]. Сопоставление с картой разломов фундамента Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит (Шаблинская, 1982 г.) дало возможность выделить три субширотные полосы развития локальных структур, разделенных широтными Тэйским и Нуновато-Полуйским разломами. На космических снимках и топографических основах последние дешифрируются в виде отдельных отрезков, выраженных иногда менее отчетливо, чем системы диагональных и меридиональных разломов. Локальные структуры наложены на Нижнепурский и Часельский меридиональные валы, выделенные в мезозойском чехле (Сурков, Жеро, 1981 г.). Границы многих структур предопределяются разломами, которые отнесены к структуроформирующим и в целом соответствуют разломам фундамента. Одна из таких структур восточной группы, к которой приурочено Восточно-Таркосаленское месторождение нефти и газа, имеет явно меридио-нальное простирание и обусловлена близостью крупного разлома такого же простирания, разработанного р. Пур.

Согласно Н.В. Шаблинской (1981 г.), разломы северо-восточного простирания, так же как и широтные, относятся к мезозойскокайнозойским; они пересекают разломы остальных систем, вызывая их смещение и в основном являются сдвигами.

Восстановленные тектонические напряжения в пределах изученной части ЗСП показывают субмеридиональную ориентацию оси сжатия и субширотную – растяжения. Широтные разломы в таком поле напряжений должны испытывать дополнительное сжатие, что отмечено на отрезках Тэйского разлома, а субмеридиональные – формироваться как сбросо-раздвиги в геодинамической обстановке растяжения. С этим согласуются реконструкции ориентации осей напряжений по разлому ССЗ простирания из Колтогорско-Уренгойской системы в низовьях р. Пур, по меридиональному разлому в восточном обрамлении Часельского вала, а также наличие меридионального Пурского новейшего мегапрогиба над Колтогорско-Уренгойским грабеном.

Разломы СЗ простирания являются правыми, а СВ – левыми сдвигами. Именно такой кинематический тип диагональных сдвигов подтвержден на Еты-Пуровском месторождении [2].

Выводы. В результате изучения полей неотектонических напряжений Западно-Сибирской плиты и новейших структур ее северных частей установлено, что новейшее поле напряжений этой области характеризуется сдвиговым типом с пологими осями максимальных сжимающих напряжений, ориентированных субмеридионально и с субширотными минимальными сжимающими напряжениями. Исключение составляет район Салымского месторождения на левобережье р. Оби, в пределах которого восстановлено субширотное сжатие [9]. Поле напряжений с субмеридиональным сжатием на севере Западно-Сибирской плиты вызвало формирование локальных структур, которые в целом имеют субширотную ориентировку в пределах меридионально вытянутых валов. Они являются наложенными на мезозойский структурный план. Субмеридиональное пологое сжатие неотектонического этапа в исследованных полярных структурах обусловлено влиянием на их формирование спрединга в Арктическом бассейне. Эта взаимосвязь подтверждается данными о максимально интенсивном проявлении неотектонических движений именно в северных частях Западно-Сибирской плиты, при этом особая активность новейших движений характерна для миоцена (Зятькова, 1979 г.) – времени соединения Атлантического и Арктического зон спрединга (Хаин, 2002 г.). Формирование газовых залежей в сеноманских угленосных горизонтах на севере плиты произошло в новейший этап, что также связано с процессами спрединга [5].

Таким образом, проведенные исследования, отвечая на вопрос о природе неотектонических напряжений полярных частей Западной Сибири, имеют теоретическую и региональную значимость, а выделение наложенных на мезозойский структурный план новейших локальных структур на территории севера Западно-Сибирской плиты может иметь практическое применение.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с. 2. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. №3. С. 3–10.

3. Костенко Н.П., Брянцева Г.В. Неотектоника Надым-Тазовской синеклизы (Ново-Уренгойской регион) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 251–253. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).

4. Михайлова А.В. Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента // Геофизика XXI столетия: 2006 год: Сб. тр. Восьмых геофиз. чтений им. В.В. Федынского М.: ГЕРС, 2007. С. 111–118.

5. Немченко Н.Н., Ровенская А.С., Шоелл М. Происхождение природных газов гигантских газовых залежей севера Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1999. № 1/2. С. 45–56.

6. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 41–57.

7. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.

8. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В. Влияние глобальных тектонических процессов на формирование новейших структур севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала // Докл. VIII Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. М., РГГРУ, 10–13 апреля 2007. М.: РГГРУ, 2007. С. 341–344.

9. Сим Л.А., Фурсов А.Я. и др. Влияние неотектонических напряжений на распределение нефтегазоносности платформенных областей // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 244–247.

Ю.А. Синицына¹, А.В. Шманяк²

Реконструкция источников сноса терригенных пород в восточнойчасти Енисей-Хатангской депрессии по геохимическим данным

Мезозойские терригенные отложения Енисей-Хатанского прогиба разделяют Сибирскую платформу и Таймырскую складчато-надвиговую область. Мощность отложений возрастает с востока на запад с нескольких сотен метров до 3–4 км. Основной задачей настоящего исследования было сравнение геохимических характеристик, включая оксиды, малые и редкоземельные элементы, нижнемеловых толщ в северной (оз. Таймыр) и южной (р. Попигай) частях Енисей-Хатангской депрессии для реконструкции вероятных источников сноса и обстановок осадконакопления терригенных пород.

Преимущественно осадки близки по составу. Большинство образцов имеют низкие значения химического индекса выветривания CIA (около

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СпбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

60–70), фиксируя незначительную роль химического выветривания при переносе и накоплении осадков. На диаграмме Th/Sc – Zr/Sc фигуративные точки всех образцов располагаются вдоль тренда неоднократного перемыва осадков, при этом более зрелыми оказались образцы из южной части Енисей-Хатангской депрессии. Интересно, что более высокие значения отношений Zr/Sc указывают, что песчаные породы подверг-лись более интенсивной переработке, чем глинистые. Эта тенденция на-

блюдается как на севере, так и на юге изучаемого региона. Судя по соотношению содержаний окислов на треугольной диаграм-ме с вершинами Al₂O₃ – (CaO+Na₂O) – K₂O исходный состав вещества пород источника сноса близок к гранодиоритам и гранитам. Повышенное содержание калия в образцах из южной части Енисей-Хатангской депрессии является скорее результатом диагенетических или гидротер-мальных преобразований, чем появлением в источнике сноса пород специфического состава.

Низкие содержания хрома, ванадия и никеля, как и распределение фигуративных точек всех образцов на диаграмме Cr/V – Y/Ni указывает на слабое распространение ультраосновных пород в области источника сноса. Низкое содержание основных пород видно на диаграмме Co/Th – сноса. Низкое содержание основных пород видно на диаграмме Co/Th – La/Sc, где изучаемые образцы располагаются между усредненными со-ставами протерозойских гранитов и гранодиоритов. Тем не менее, эти диаграммы указывают и на различие в составе источников сноса для се-вера и юга Енисей-Хатангской депрессии при несколько более кислом составе пород, размывавшихся к северу от Енисей-Хатангской депрессии. Диаграммы распределения РЗЭ в обеих точках имеют близкие трен-ды. Хорошо выражены европиевые аномалии, значения которых в пре-делах одного разреза варьируют в широких пределах от 0.69 до 0.99. Но в целом терригенные породы на юге Енисей-Хатангской депрессии ха-рактеризуются большими значениями европиевой аномалии, что свиде-тельствует о размыве к югу от депрессии коры претерцевшей более

тельствует о размыве к югу от депрессии коры, претерпевшей более длительную эволюцию, чем в источнике сноса к северу от депрессии.

В целом, близость химического состава терригенных пород может интерпретироваться как результат размыва сходных по составу пород в источниках сноса к югу и к северу от Енисей-Хатангской депрессии. источниках сноса к югу и к северу от Енисеи-Хатангской депрессии. Тем не менее, присутствуют и определенные различия. Так, распола-гавшийся к северу источник сноса отличался более кислым составом пород при преобладании коры, претерпевшей меньшую эволюцию, чем в источнике сноса к югу от депрессии. Это отчетливо указывает, что ос-новными источниками обломочного материала были складчато-надвиговые структуры Таймыра к северу от Енисей-Хатангской депрес-сии и Анабарский щит к югу от нее. В то же время, активное перемешивание обломочного материала, поступавшего из обоих источников сноса, привело к «усреднению» химического состава терригенных пород, что и наблюдается при сравнении образцов с южной и северной окраин Енисей-Хатангской депрессии.

Настоящее исследование выполнено при частичной поддержке компании Статойл.

С.Г. Сколотнев¹

Трансформные и нетрансформные смещения осевой части Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике

Разнопорядковая сегментация срединно-океанических хребтов является характерной чертой их строения. Границами сегментов 1-го порядка являются трансформные разломы. Проведенные в последние годы детальные батиметрические съемки океанского дна с помощью многолучевых эхолотов выявили широкое распространение в гребневой части срединно-океанических хребтов нетрансформных смещений оси хребта (second-order ridge axis discontinuities). Строение таких участков дна разнообразно и существенно отличается от участков с трансформным смещением как в области рифта, так и за его пределами (discordant zone). В Южной Атлантике анализ смещений нетрансформного типа проведен Н. Гриндли и др. [1]. Показано, что в областях нетрансформного смещения происходит углубление и расширение рифтовой долины и развитие косых и эшелонированных структур. Появление зон нетрансформного смещения связывается либо с особыми реологическими параметрами коры [2], либо с характером эволюции подосевого апвеллинга [3], либо с изменением поля напряжений [1].

Один из участков нетрансформного смещения в южной части Срединно-Атлантического хребта (САХ), обладающий новыми специфическими чертами строения, был изучен в 10-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2002 г.) непосредственно к югу от трансформного разлома Мартин Вас (19.8–21° ю.ш.), где были проведены драгирование океанского дна и батиметрическая и магнитная съемки [4]. На карте аномалий силы тяжести, построенной по данным спутниковой альтиметрии [5], можно видеть, что со стороны острова Св. Елены в ЮЗ направлении к

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

району работ (полигон Мартин Вас) протягиваются цепочки протяженных поднятий, при этом одна из цепочек пересекает ось САХ в области, имеющей в плане треугольную форму. Северная вершина треугольника находится в осевой части САХ, а две южные удалены примерно на равное расстояние от его оси, при этом от южных вершин в сторону флангов хребта отходят прямолинейные троги, по-видимому, являющиеся долинами палеотрансформного разлома.

В районе полигона Мартин Вас северный сегмент (19°53'-20°07' ю.ш.) рифтовой зоны смещен относительно южного (20°07'-20°95' ю.ш.) на 10-12 км к западу. Рифтовая долина с простиранием 347° имеет V-образный профиль. Глубина рифтовой долины варьирует по ее простиранию. На севере северного сегмента ее глубина достигает 3900 м, и резко сокращается до 3300 м вблизи зоны сочленения сегментов. В южном сегменте глубина долины достигает максимальных значений (3955 м) на юге. На протяженном участке южного сегмента, прилегающем к зоне сочленения, дно долины поднимается до 3200 м, здесь же располагаются многочисленные холмы. Судя по рассчитанным значениям мантийных аномалий Буге (МАБ), участки рифтовой долины с наибольшей глубиной характеризует-ся наименьшей мощностью коры, и наоборот [6]. К рифтовой долине приурочена полоса положительных значений аномального магнитного поля (АМП) [6], варьирующая в поперечном направлении от 100 до 350 нТл. В продольном направлении вдоль оси рифта значения АМП варьируют от 100 до 150 нТл, достигая наибольших значений на севере южного сегмента и в зоне сочленения, т.е. там, где уровень дна рифтовой долины наиболее приподнят. В работе [6] участок рифтовой долины, примыкающий с юга к зоне сочленения, квалифицируется как вулканический центр, а крайние южный и северный участки рифтовой долины с наименьшей мощностью коры и наибольшей глубиной – как участки, где превалирует тектоническое растяжение океанического дна.

Рифтовые горы, обрамляющие рифтовую долину на обоих флангах, за исключением западного фланга северного сегмента, представлены узкими хребтами (относительной высотой 300–700 м), субпараллельными рифтовой долине.

На западном фланге северного сегмента расположено овальное в плане пририфтовое поднятие с относительной высотой до 700 м, увенчанное хребтами высотой до 500 м. Овальное поднятие характеризуется максимально низкими значения МАБ на полигоне, указывающими на максимальную мощность коры под ним [6].

В зоне сочленения сегментов в рифтовой долине развиты отдельные изометричные поднятия и холмы, а также протяженные гребни и депрессии с простиранием, близким к 335° и 325°, к которым приурочены максимальные значения АМП (около 450 нТл) [6]. Таким образом, в зоне сочленения продолжается вулканический центр южного сегмента. Отдельные депрессии обоих сегментов перекрывают друг друга на 10–12 км. Зона сочленения за пределами осевой части выражена широким по-

Зона сочленения за пределами осевой части выражена широким поперечным понижением дна, в пределах которого располагаются протяженные впадины, разделенные узкими гребнями. В западной части наблюдается система из трех таких впадин, их протяженность сокращается от периферии в сторону рифта с 27 км до 10 км. В этом же направлении изменяется простирание структур таким образом, что чем ближе к рифту, тем более они поворачиваются против часовой стрелки: от 338–342° через 319–322° к 290°. Такие же тенденции прослеживаются и для восточной ветви зоны сочленения. Южные границы зоны сочленения западного и восточного флангов образуют угол около 80°, направленный на север. Северная граница зоны сочленения прямолинейная и субперпендикулярна оси рифта. Таким образом, зона сочленения представляет собой зону нетрансформного смещения рифта. Очевидно, что вышеописанные впадины этой зоны представляют собой морфоструктуры, соединявшие рифтовые долины двух смежных сегментов и, следовательно, данное нетрансформное смещение развивалось в условиях косого спрединга. Структурные наблюдения и данные спутниковой альтиметрии [5]

Структурные наблюдения и данные спутниковой альтиметрии [5] свидетельствуют о том, что нетрансформное смещение между северным и южным сегментами сменило режим трансформного смещения около 1.8–2 млн лет назад (учитывая скорость спрединга для этого района как 3.4 см/год [6]). С этого момента длина впадин, соединявших смежные сегменты, сокращалась параллельно с изменением их простирания, указывая на то, что южный сегмент рифта проградировал к северу. Рифтовая долина северного сегмента более широкая, чем южного, а наибольшие значения АМП, связанные с ней, приурочены к гребню на восточном борту рифта. Это позволяет предположить, что спрединг в северном сегменте имеет асимметричный характер вследствие малоамплитудных перескоков оси растяжения к востоку.

Зона нетрансформного смещения в целом представляет собой область пониженной аккреции коры, о чем свидетельствуют данные по МАБ [6]. Это указывает на то, что тектонические процессы доминировали в ней над вулканическими процессами. Однако на современном этапе ситуация иная и осевая часть зоны нетрансформного смещения скорее развивается как область повышенной вулканической активности. Сделано предположение, что изменения в режиме смещения в изу-

Сделано предположение, что изменения в режиме смещения в изученном районе связаны с возникновением мощного вулканического центра в осевой части северного сегмента рифта. Вследствие этого в более прогретой и ослабленной коре сформировался косой рифт, соединивший южный сегмент рифта с местом локализации этого вулканического центра, при этом отрезав южную часть северного сегмента рифта. В результате повышенной вулканической активности сформировалось поднятие, которое в силу перескоков рифта к востоку, сейчас располагается на западном фланге (овальное поднятие). Исследования состава, геохимии и изотопии базальтов, полученных из района полигона Мартин Вас, свидетельствуют о том, что, в отличие от основной части рифтовой долины и рифтовых гор, которые сложены деплетироваными базальтами N-MORB типа, на овальном поднятии распространены обогащенные базальты T-MORB типа, первоначальные расплавы которых выплавлялись из мантийного субстрата, содержащего вещество мантийного источника типа HIMU [7]. Учитывая, что вулканиты с изотопными метками мантийного источника типа HIMU слагают о-в Св. Елены и наличие структурной связи между поднятием о-ва Св. Елены и областью, где располагается полигон Мартин Вас, ранее мы сделали предположение [7], что происхождение изученных обогащенных базальтов связано с поступлением мантийного вещества со стороны плюма Св. Елены.

Таким образом, проведенные исследования показали, что трансформное смещение между смежными сегментами САХ может сменяться нетрансформным смещением, развивающимся в режиме косого спрединга и проградации рифта одного из сегментов. Вероятной причиной такой смены может являться резкое увеличение магматического бюджета, вызванное плавлением мантии аномального состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 17 «Мировой океан: геология дна, геодинамика, биология моря и экология»), РФФИ (проект № 06-05-64152а) и Минпромнауки РФ (ФЦП «Мировой океан»: подпро-грамма «Исследование природы Мирового океана»).

Литература

1. *Grindlay N.R., Fox P.J., Macdonald K.C.* Second-order ridge axis discontinuities in the South Atlantic: morphology, structure, and evolution // Marine. Geophys. Res. 1991. V. 13. P. 21–49.

2. Fox P.J., Gallo D.G. A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implication for the structure of oceanic lithosphere // Tectonophysics. 1984. V. 104. P. 205–242.

3. *Crane K*. The spacing of rift axis highs: dependence upon diapiric processes in the underlying lithosphere? // EPSL. 1985. V. 72. P. 405–414.

4. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Новые данные о строении гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин Вас (19°–20° ю.ш.) в Южной Атлантике // Докл/ РАН. 2003. Т. 391, № 3. С. 361–367.

5. Sandwell D. T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, N B5. P. 10039–10054.

6. Сколотнев С.Г., Соколов С.Ю., Пейве А.А., Турко Н.Н. Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районе плавления аномальной мантии вблизи разлома Мартин Вас (Южная Атлантика) // XVII Международная научная конференция по морской геологии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2007 (в печати).

7. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Беляцкий Б.В. Геохимические и изотопные особенности базальтов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Мартин Вас в Южной Атлантике (19°–20° ю.ш.) // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 6. С. 798–805.

В.В. Славинский¹

Динамическая природа океанических внутриплитных поднятий

Термобарометрия ксенолитов пород океанической литосферной мантии в постэрозионных щелочных базальтах позволяет оценить степень нагрева литосферы мантийным плюмом, а следовательно, судить о роли литосферной и подлитосферной тепловых аномалий в возникновении и сохранении плюмового внутриплитного поднятия. По объемам и составам магм плюмовый диапир, образовавший о-в Оаху (Гавайские острова), был крупнее и горячее того диапира, с которым связан в ~1.5 раза меньший по площади о-в Таити (острова Общества). Тем не менее, как видно из уравнений геотерм литосферной мантии: $T = B_1 + B_2 P$, где $B_1 =$ 680 и 640°, B₂ = 150 и 140 °С/ГПа для островов Таити и Оаху, соответственно, - построенных на основании термобарометрических данных, литосфера о-ва Оаху холоднее литосферы о-ва Таити. Этот вывод, строго говоря, относится к глубинам, не превышающим максимальную глубину низкотемпературных (ненагретых постэрозионными магмами) ксенолитов. При отсутствии высокотемпературных (нагретых теми же магмами) ксенолитов она приравнивается к глубине *H*_F, с которой начался быстрый подъем к поверхности Земли ксенолитсодержащих магм. По результатам термобарометрии глубина извержения H_F (в км) магм щелоч-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ных базальтов и базальтовых кимберлитов связана с глубиной основания литосферы $H_{\rm L}$ уравнением

$$\ln(H_{\rm L} - H_{\rm F}) = 1,62 + 0,0168 \, H_{\rm F} \,. \tag{1}$$

Очевидно, что литосфера о-ва Оаху холоднее только потому, что охлаждалась на 10 млн лет дольше литосферы о-ва Таити, так как эти острова образовались на океанической коре возраста 80 и 70 млн лет, соответственно. Литосфера о-ва Оаху вряд ли была нагрета до глубины $H_F = 70$ км, поскольку сейчас, спустя всего 2.1 млн лет после окончания там (на вулкане Коолау) щитовой стадии [1], глубина основания сейсмической (высокоскоростной) литосферы $H_L = 90$ км [2] согласуется с возрастом подстилающей остров нормальной океанической коры. Следовательно, плюмовый диапир мог нагреть только самые низы литосферы Тихоокеанской плиты, быстро двигавшейся относительно Гавайской горячей точки (~9 см/год во время образования о-ва Оаху). Такой нагрев явно недостаточен для создания большого Гавайского поднятия с максимальной высотой 1.35 км вблизи о-ва Оаху. На холодную литосферную мантию указывают и глубины (≥ 60 км [3]) длиннопериодных микроземлетрясений под Мауна-Лоа и Килауэа – активными вулканами о-ва Гавайи.

На основании результатов термобарометрии низкотемпературных ксенолитов построены геотермы ненагретой плюмами мантии Тихоокеанской плиты и определена глубина основания литосферы *H*_L по обратной линейной зависимости ее от астеносферного теплового потока [4]

$$T = 1185 - 60,7 t^{1/2} + 1255 t^{-1/2} P, \qquad (2)$$

$$H_{\rm L} = 12 + 8.7 t^{1/2} \,, \tag{3}$$

где *T* – температура, °С; *P* – давление, Гпа; *t* – возраст коры, млн лет. Африканская плита в районах архипелагов Канарского, Мадейра и

Африканская плита в районах архипелагов Канарского, Мадейра и Зеленого Мыса движется так медленно (~1 см/год), что их острова, в отличие от тихоокеанских, были образованы более чем одним плюмовым диапиром [5]. Например, в формировании каждого из центральных Канарских островов (Гомера, Тенерифе и Гран-Канария) с тремя «гавайскими» циклам вулканизма [5, 6] участвовало три диапира. В итоге к началу постэрозионной стадии последнего цикла диапиры успели нагреть всю толщу литосферы, а часть постэрозионных магм шла по каналам щитовых магм. Поэтому температуры холодных низкотемпературных ксенолитов в самых молодых постэрозионных магмах определяются не столько возрастом океанической коры, сколько общим нагревом литосферы, а горячих низкотемпературных ксенолитов (вынесенных, как и холодные, с глубин $\leq H_F$) – локальным нагревом щитовыми магмами стенок каналов, по которым вскоре и намного быстрее двигались постэро

розионные магмы. Действительно, *T-P* параметры двупироксенового равновесия в низкотемпературных ксенолитах гарцбургитов островов Сал (острова Зелёного Мыса) [7], Иерро (Канарские острова) и Мадейра отвечают уравнению (2) с возрастами коры 80, 100 и 115 млн лет, несмотря на то, что во время излияния ксенолитсодержащих щелочных базальтоидов кора под этими островами была гораздо древнее: ~130, 156 и ~135 млн лет, соответственно.

Нагрев литосферы островов Сал, Иерро и Мадейра мантийными плюмами можно оценить по астеносферному тепловому потоку q_A , рассчи-танному по данным термобарометрии холодных низкотемпературных ксенолитов. На о-ве Сал в позднем миоцене щелочные базальтоидные магмы извергались с глубины *H*_F = 105 км, а литосфера достигала глубины $H_{\rm L} = 135$ км по уравнению (1). Ненагретой литосфере о-ва Сал соответствовал бы такой же астеносферный тепловой поток, как тихоокеанской литосфере той же мощности, т.е. $q_{\rm A} = 10.1 \text{ MBt/m}^2$ по уравнениям (2) и (3). Нагрев литосферы о-ва Сал на глубинах $\leq H_F$ характеризует $q_A = 16.0 \text{ мВт/m}^2$. Аномалия q_A (6 мВт/m²) близка к измеренной аномалии поверхностного теплового потока ($\leq -9 \text{ мВт/m}^2$ [8]) на островах Зелёного Мыса. Согласно зависимости $H_L = 11.8t^{1/2}$, отвечающей мощности литосферы и возрасту коры о-ва Сал, аномалия q_A на островах Иерро и Мадейра равна 5 и 3 мВт/м², соответственно. При близком по величине нагреве литосферы Канарское поднятие гораздо ниже 2.2-километрового поднятия Зелёного Мыса, находящегося над широкой (2000–4000 км) горячей нижнемантийной аномалией [9]. Отсюда вытекает, что даже на медленно движущихся плитах океанические внутриплитные поднятия возникли в основном не из-за нагрева литосферы, а благодаря динамической поддержке ее горячими подлитосферными аномалиями, в том числе и нижнемантийными.

Размеры и температура плюмового диапира определяют, помимо величины внутриплитного поднятия, объем и продолжительность активности образующегося на поднятии вулкана. Время жизни вулкана связано с движением океанической астеносферы, верхний слой которой перемещает, а следовательно, обгоняет плиту на пути от срединноокеанического хребта к континенту. Толщина этого слоя достигает нескольких десятков километров, если учесть уменьшение азимутальной анизотропии *S*-волн на глубинах больше 200–250 км. Плюмовый диапир сносится астеносферным потоком в направлении движения плиты тем меньше, чем быстрее он его пересекает, т.е. чем больше размеры и температура (степень плавления) диапира, а значит, и объем продуцируемых им магм. Таким образом, более крупный внутриплитный вулкан возникает при большей скорости движения плиты относительно горячей точки и активен меньшее время. Например, щитовая стадия вулканов ова Гавайи – самого большого гавайского острова, образованного одним крупным диапиром, – гораздо менее длительная, чем внутриплитных вулканов других более мелких тихоокеанских островов [10]. Повидимому, в связи с очень быстрым подъемом весьма горячего и большого мантийного диапира (головы плюма) подводное тихоокеанское плато Онтонг-Джава достигло гигантских размеров всего за ~4 млн лет.

Скорость движения Тихоокеанской плиты относительно Гавайской горячей точки за последние 0.5 млн лет можно оценить по расстоянию между вулканами о-ва Гавайи, находящимися на линии Лоа, и времени окончания щитовой стадии. На подводном вулкане Махукона, расположенном на северо-западном склоне острова Гавайи, и вулкане Хуалалаи, отстоящем от него на 55 км, щитовая стадия закончилась 0.463 и 0.130 млн лет назад, соответственно [11], откуда скорость движения плиты 16.5 см/год. Вулкан Мауна-Лоа удален от вулкана Махукона на 91 км, и если на нем щитовая стадия завершится через ≥0.140 млн лет [12], то скорость движения плиты будет равна ≤15.1 см/год. Увеличение скорости движения плиты относительно Гавайской горячей точки с ~9 до ~16 см/год во время образования о-ва Гавайи показывает, что самый крупный гавайский диапир сносился астеносферным потоком на C3, в направлении движения плиты, на ~7 см/год медленнее, чем более мелкие диапиры того же плюма. О величине сноса меньшего, чем гавайские, диапира можно судить по нахождению его в переходной зоне мантии в ~300 км на ЮВ от горячей точки Общества [13].

Верхний слой астеносферы, охладившийся в океанической обстановке, погружается под литосферу активной окраины континента вместе с океанической литосферой, а под литосферу пассивной окраины – без нее. Ниже сейсмической границы 660 км, где распадаются «водоёмкие» минералы и ферромагнезит субдуцированных океанической литосферы и астеносферы, находится своего рода «вторая астеносфера» с водноуглекислыми флюидами. Там материал бывшего верхнего слоя океанической астеносферы движется в обратном направлении, от континента к срединно-океаническому хребту, постепенно нагреваясь и становясь менее истощенным за счет смешения с горячим веществом, поступающим из нижней мантии. Под срединно-океаническим хребтом он всплывает, ассимилирует ранее субдуцированную океаническую кору, задержавшуюся у границы 660 км, и образует относительно гомогенный источник MORB. Снос диапира в астеносфере с избытком компенсируется его сносом во «второй астеносфере» в обратном направлении. В результате горячие точки дрейфуют против движения плиты.

Литература

1. *Ozawa A., Tagami T., Garcia M.O.* Unspiked K–Ar dating of the Honolulu rejuvenated and Koʻolau shield volcanism on Oʻahu, Hawaiʻi // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. V. 232, N 1/2. P. 1–11.

2. *Priestley K., Tilmann F.* Shear-wave structure of the lithosphere above the Hawaiian hot spot from two-station Rayleigh wave phase velocity measurements // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26, N 10. P. 1493–1496.

3. *Okubo P.G., Wolfe C.J., Nakata J.S. et al.* A closer look at recent deep Mauna Loa seismicity // EOS. 2005. V. 86, N 52. Fall Meet. Suppl. Abstr. V21D-0649.

4. Славинский В.В. Мощности литосферы и глубины извержений внутриплитных магм // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 212–215 (Материалы XL Тектонич. совещ. Т. 2).

5. *Hoernle K., Schmincke H.-U.* The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot // J. Petrol. 1993. V. 34, N 3. P. 599–626.

6. *Ancochea E., Hernán F., Huertas M.J. et al.* A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2006. V. 157, N 4. P. 271–293.

7. Когарко Л.Н. Геохимия мантийного субстрата // Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. С. 157–171. (Тр. ГИН РАН; Вып. 451).

8. *Stein C.A., Von Herzen R.P.* Potential effects of hydrothermal circulation and magmatism on heat flow at hotspot swells: Plates, plumes, and planetary processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N 430. 2007. P. 1–30.

9. *Davaille A., Stutzmann E., Silveira G. et al.* Convective patterns under the Indo-Atlantic «box» // Earth and Planet. Sci. Lett. 2005. V. 239, N 3/4. P. 233–252.

10. *Guillou H., Garcia M.O., Turpin L.* Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamounts // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1997. V. 78, N 3/4. P. 239–249.

11. *Moore J.G., Clague D.A.* Volcano growth and evolution of the island of Hawaii // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V. 104, N 11. P. 1471–1484.

12. *Rhodes J.M., Vollinger M.J.* Composition of basaltic lavas sampled by phase-2 of the Hawaii Scientific Drilling Project: geochemical stratigraphy and magma types // Geochem. Geophys. Geosyst. 2004. V. 5, N 3. P. 1–38.

13. *Suetsugu D., Shiobara H., Sugioka H. et al.* Topography of the mantle discontinuities beneath the South Pacific superswell as inferred from broadband waveforms on seafloor // Phys. Earth and Planet. Inter. 2007. V. 160, N 3/4. P. 310–318.

Гиперборейская платформа: геолого-геофизические факты

Легендарная Гиперборея на протяжении веков волновала человечество. Сейчас ее нет, но вопрос о том, была ли она или нет, дискуссируется до сих пор геологами, географами, зоологами и философами. Мы приводим геолого-геофизические доводы в пользу существования Гиперборейской платформы.

Самым серьезным доводом была карта знаменитого картографа Герарда Меркатора, показавшего на Северном полюсе материк. Видимо, он использовал какую-то древнюю карту, о чем упоминал в 1580 г. В 1811 г. русский промышленник Яков Санников при обследовании Новосибирских островов видел севернее обширную землю, которую впоследствии назовут Землей Санникова. Это было воспринято научной общественностью как достоверный факт, поскольку до этого Яков Санников открыл острова Столбовой (1800 г.) и Фаддеевский (1805 г.). Несмотря на усиленные поиски в первой половине XX в. было установлено, что севернее Новосибирского архипелага земли нет. В 1934 г. Н.С. Шатский со свойственным ему талантом и предвидением обосновал по имеющимся в то время фактам существование Гиперборейской платформы, к которой во второй половине XX в. интерес был потерян.

Какие геологические факты подтверждают реальное существование Гипербореи?

1. Полевые геологические данные. Наиболее достоверным признаком существования Гиперборейской платформы является нахождение на островах Де-Лонга в Восточно-Сибирском море древних отложений. Наиболее древние отложения известны на о-ве Беннетта. Кембрий и нижний силур на о-ве Беннетта открыл Э.В. Толль. По Э.В. Толлю, кембрий и нижний силур представлены черными глинистыми сланцами с песчаниками с фауной граптолитов, остракод и трилобитов. Отложения прорваны и перекрыты базальтом. Собранная Э.В. Толлем фауна была определена Хольмом и затем описана Вестергардом. Вестергард считал, что фауна, судя по трилобитам, датирует верхнюю часть среднего кембрия, близка к фауне Скандинавии и Сибирской платформы (горизонт Paradoxides forschammeri). В 1999 г. Дорофеев на о-ве Генриетты описал аналог песчаной пачки, но без фаунистических остатков, отнеся ее условно к среднеордовикским. На о-ве Котельном в разрезе фиксируются перерывы между нижним и средним девоном, отсутствие верхнего де-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

вона, нижнего карбона, маломощная толща среднего карбона, перми, нижнего, среднего и частично верхнего триаса, нижней и средней юры. Сокращенная мощность отложений, множественные несогласия и перерывы свидетельствуют об эпикратонном залегании пород.

2. Своеобразие магматических пород. Первые исследователи подчеркивали своеобразие изверженных пород островов. Баклунд описал нефелиновый базальт на о-ве Вилькицкого, трахидолерит – на о-ве Беннетта, лимбургит – на о-ве Большой Ляховский, столбчатые базальты – на северном склоне хребта Хараулах, фойяит и комендит – на мысе Дежнева и пришел к выводу об особой петрографической провинции пород щелочной группы послемиоценового возраста. Новые данные получены на о-ве Бельковский, где интрузии основного состава по геохимическим и петрографическим данным сходны с траппами Сибирской платформы (Кузьмичев, 2007 г.). Цирконы, извлеченные из габбро-диабаза, показали возраст их кристаллизации 252.3±2.4 млн лет, что совпадает с главным этапом траппового магматизма на Сибирской платформе [1].

3. Своеобразная виргация складчатых систем Верхоянско-Чукотской складчатой области. В дельтах Лены и Яны верхоянские складки испытывают виргацию. Часть из них огибает Сибирскую платформу и уходит на северо-запад. Другая часть, вероятно, огибает Гиперборейскую платформу и поворачивает на северо-восток.

4. Аномальная мелководность морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского отличается мелководностью. Отметки дна не превышают 30 м и на удалении от берега составляют всего 10–20 м. Наибольшие глубины – вблизи бровки континентального склона: 150–170 м в море Лаптевых, 100–200 м в Восточно-Сибирском море. На шельфе развиты погребенные речные долины. Например, долина р. Лены почти подходит к краю шельфа, погребенные долины Лены и Индигирки – к континентальному склону [2].

5. Геофизические исследования. Проведенные сейсморазведочные работы в морях и на приморских низменностях дали новые крайне интересные материалы (Н.К. Булин) [3]. В результате растяжения земной коры с началом раскрытия Евразийского бассейна на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского обнаружены системы рифтов. Рифты в море Лаптевых и Чукотском море имеют меридиональное простирание и выполнены осадочной толщей. В Восточно-Сибирском море рифты более крупные и широкие и выполнены осадочно-вулканогенными породами.

6. Сейсмичность. На карте эпицентров землетрясений Северо-Востока России четко выделяются две асейсмичные зоны: Сибирская платформа и территория предполагаемой Гиперборейской платформы. Их разделяет широкий сейсмический пояс Черского и сейсмический пояс окраины Тихого океана.

Обзор старых и новых геологических и геофизических материалов позволяет воскресить забытую в XX в. идею о Гиперборейской платформе. Необходимость этого диктуется теоретическими исследованиями в области геологии России и нефтепоисковыми работами в будущем на арктическом шельфе с целью открытия зон нефтегазонакопления типа Прадхо на Аляске.

Литература

1. Леонов М.Г., Балуев В.С., Кузьмичев А.Е., Леонов Ю.Г., Мазарович А.О, Полякова И.Д., Соколов С.Д., Соколов С.Ю., Хаин В.Е., Хуторской М.Д. Тектоника арктического шельфа России в исследованиях Геологического института РАН // Нефть, газ Арктики. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2007. С. 12–35.

2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИГ «Наука (Интерпериодика)», 2001. 571 с.

3. *Булин Н.К.* Глубинное строение Верхоянско-Чукотской складчатой области по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 77–85.

М.Н. Смирнова¹

Сейсмичность Баренцева моря (2000-2005 годы)

Для изучения современной геодинамической активности окраинных морей была поставлена задача сопоставить сейсмичность Баренцева моря с сейсмичностью Северного моря за период 2000–2005 гг.

Для этого был использован оперативный сейсмический каталог геофизической службы РАН ЦОМЭ (г. Обнинск) за указанный период. Сеймичность Баренцева моря изучали: Б.А. Ассиновская, С.Л. Соловьев [1], Г.П. Аветисов [2]. Данные по сейсмотектонике Северного моря опубликованы нами в [3]. В каталоге землетрясений Баренцева моря – 42 сейсмических события, из которых лишь 17 приурочены к окраинам Баренцева моря, а 25 находятся к северу от континентального уступа Брусилова, фактически за пределами Баренцева моря.

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Большинство эпицентров землетрясений сосредоточено на западной окраине Баренцева моря, где оно переходит в Норвежско-Гренландский бассейн. Здесь происходит сочленение двух глобальных систем срединно-океанических хребтов: Северо-Атлантического и Арктического. Для срединно-океанических хребтов типична интенсивная раздробленность, с которой связаны центральная рифтовая долина, горсты, грабены, тектонические уступы. При этом по Гренландской зоне разломов близширотный отрезок хребта Мона переходит в меридиональный отрезок хребта Книпповича. Здесь происходили землетрясения: 1994 г. (M = 5.1, h = 10 км), 2000 г. (M = 4.6, h = 10 км), 2000 г. (M = 4.5, h = 10 км), 2005 г. (M = 3.9, h = 10 км). Восточнее с разломами Сенья связаны очаги землетрясений: 1991 г. (M = 5.7, h = 3.0 км), 1994 г. (M = 5.1, h = 10 км), с разломом Харнсунд: 2000 г. (M = 4.6, H = 10 км), 2003 г. (M = 4.9, h = 10 км), 2005 г. (M = 4.4, h = 10 км).

В архипелаге Шпицберген очаги землетрясений находятся на юге: 2003 г. (M = 4.7, h = 10 км), а также на севере, где они связаны с восточным разломом: 2002 г. (M = 4.8, h = 10 км) и западным разломом: 2005 г. (M = 4.4, h = 10 км).

В 2000–2005 гг. на территории Земли Франца-Иосифа не было землетрясений. Ранее происходили слабые землетрясения, которые, вероятно, были гляциогенными. На примере Гренландии М.Хеммак, Г.Экстрем (Гарвардский университет) открыли новый класс землетрясений, связанный с разрывами ледяной массы, скольжением ее по неровной поверхности подстилающих отложений и т.д. Из обработанных ими 521 землетрясений 450 были гляциогенными. На Новой Земле происходили землетрясения к северу и к югу от пролива Маточкин Шар: 2002 г. (M = 3.9, h = 10 км). Ранее здесь произошло землетрясение 1990 г. с M = 5.8. Разлом, обусловивший землетрясение, имеет северо-западное простирание и прослеживается в направлении архипелага Шпицберген, а также пересекает Карское море и выявлен в северной части Западно-Сибирской плиты.

Заслуживает внимание землетрясение 12.08.2000 г. с M = 3.7, эпицентр которого связан с разломом Карпинского. Разлом проходит в море параллельно простиранию Кольского полуострова. На фоне рифейской Кольско-Канинской моноклинали прослежен резкий уступ, который маркирует глубинный разлом, четко выражающийся гравитационной ступенью. Этот разлом северо-западного простирания пересекается поперечным разломом, с которым на Кольском полуострове связаны интрузии нефелиновых сиенитов. Координаты эпицентра землетрясения 2000 г. 69.642 с.ш., 37.493 в.д., а координаты нахождения аварийной подводной лодки «Курск» близки (69°38' с.ш. и 38°18' в.д.). При анализе сейсмичности Баренцева и Северного морей прослеживается приуроченность очагов землетрясений к окраинам морей. Вероятно, это свидетельствует о катастрофическом опускании огромных блоков земной коры, ставших основанием внутренних и окраинных морей. Отличие сейсмичности Баренцева моря и Северного заключается в количестве землетрясений. В Северном море сейсмичность несравненно более высокая и наблюдается во внутренних частях моря, тогда как в Баренцевом море сейсмичность слабая. Нам представляется, что это связано не столько с особенностями тектонического строения, сколько с количеством сейсмических станций в сети наблюдений.

Автор выражает признательность доктору г.-м.н. М.В. Родкину за помощь в работе.

Литература

1. Ассиновская Б.А., Соловьев С.Л. Опыт выделения и характеристика зон возможных очагов землетрясений в Баренцевом море // Физика Земли. 1993. № 8. С. 21–26.

2. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб: ВНИИОкеангеология, 1996. 184 с.

3. Смирнова М.Н. Сейсмотектоника Северного моря // 16-я Междунар. школа морской геологии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 31–32.

С.Ю. Соколов¹

Новый механизм горизонтального движения тектонически активных масс земной коры и литосферы

Накопленные к настоящему времени геолого-геофизические данные по тектонике и геодинамике самых различных областей Земли не могут быть объяснены полностью при помощи конвективного механизма перемешивания мантии, приводящего в движение литосферные плиты. Попытка сформулировать суть наблюдаемых расхождений теории и практики привела автора к следующей формулировке: данный механизм (конвекция) и его энергообеспечение не объясняют многих полевых наблюдений из-за дефицита в нем горизонтальной компоненты движения, ориентированной неортогонально срединным океаническим хребтам,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

как структурам, выводящим (согласно теории) и передающим энергию движения плитам.

Трехмерное рассмотрение данных сейсмической томографии мантии, с моей точки зрения, не показывает ничего общего с системой конвективных ячеек. Реальная картина теплоотвода в мантии, наблюдаемая по томографии, представляет собой древообразную систему двух мегаплюмов (Африканский и Тихоокеанский), поднимающихся и ветвящихся по мере приближения к поверхности, и не связанную с ней систему аномалий под COX, наблюдаемую до глубин не более 250 км. Такая конфигурация прогретого и поднимающегося вещества не может обеспечить наблюдаемой поверхностной динамики. Мы имеем дело с результатом суперпозиции как минимум двух равнозначных по масштабу механизмов, только один из которых связан с подъемом прогретого вещества.

На роль второго механизма, на мой взгляд, претендует явление перераспределения и обмена моментом инерции между оболочками Земли. Отметим, что теория этих процессов давно и детально разработана и с успехом применяется в метеорологии [1]. О важности этих механизмов в геодинамике писал А.С. Монин [2]. Необходимость использовать эти явления для объяснения геодинамических фактов упоминал К.Ф. Тяпкин [3]. О возможности применения этой теории к интерпретации региональных геодинамических данных писал C.Doglioni [4]. Эффекты, связанные с перераспределением момента инерции верхней оболочки Земли, конечно, рассматривались исследователями (например, П.С. Воронов [5] – «геофлюкция», или полюсобежные силы), но были несправедливо проигнорированы, поскольку не дали положительных результатов по следующим обстоятельствам.

Сползание подвижных масс по поверхности вращающегося сфероида к экватору (максимизация главного момента инерции) является неполным условием для устойчивого свободного вращения. Для этого необходимо еще равенство нулю диагональных компонент тензора инерции [6]. Это обстоятельство никак не учитывалось исследователями. Это условие означает, что массы должны также быть равномерно распределены вокруг сфероида. При этом реальные траектории движения блоков коры и конфигурация деформаций могут быть гораздо более сложными, чем упрощенный подход прямого скучивания масс около экватора, поскольку распределение масс по поверхности весьма неравномерно и их движение с соблюдением нескольких условий оптимальности требует численных расчетов и без них явно не просматривается. Другим обстоятельством явилось то, что в существовавшем виде процесс горизонтальных тектонических движений явно должен был затухать по мере выполнения условий оптимальности для значений компонент тензора инерции, и было непонятно, каким образом ему продолжаться дальше. Но с появлением работ Ю.Н. Авсюка [7] стало ясно, что взаимодействие крупных планетных тел со своими спутниками при наличии подвижного выделившегося твердого ядра внутри жидкого, представляет собой сложную динамическую систему, эволюция которой сопровождается осциллирующей переменой ориентации оси вращения в теле Земли. Таким образом, планетная эволюция приводит к тому, что оптимальная цель перемещения масс по поверхности Земли постоянно мигрирует и не дает этому процессу затухнуть.

Сформулируем принцип, который положим в основу расчетов. Поверхностные массы, способные к движению, перемещаются в таком направлении, чтобы соблюдались условия максимизации главного момента инерции и равенства нулю его диагональных компонент относительно текущего положения оси вращения. В качестве первичной и сильно упрощенной модели распределения поверхностных масс возьмем коровый слой со средней плотностью 2.8 г/см³, ограниченный сверху рельефом, а снизу – кровлей мантии, рассчитанной, исходя из изостатической модели Эри. В модели никак не учитываются трение слоев коры и литосферы, глубинные разломы, задающие ограничения на движение и т.д. Вариационная задача рассчитывалась для каждой градусной ячейки с перебором направлений через 5°. Полученные результаты представлены на рисунке.

По представленному сопоставлению сформулируем следующее.

1. Наблюдается принципиальное совпадение «логики» рассчитанного движения континентальных масс с данными GPS для Северной Америки, Южной Америки, Восточной и Северо-Восточной Евразии и части Океании. Различия естественно присутствуют, но совпадение главных компонент движения является удовлетворительным.

2. Наблюдаются сильные различия расчетов с данными GPS, область проявления которых оконтурена жирной пунктирной линией. Конфигурация несовпадений по площади совпадает с контурам Африканского мегаплюма около подошваы мантии.

3. Конфигурация движения масс по поверхности обладает наличием *области разбегания масс*, которая приходится на район Прикаспийской впадины, что дает нам новые возможности для интерпретации ее происхождения.

Таким образом, горизонтальные движения плит на большей части поверхности Земли могут быть объяснены без использования конвективного механизма в мантии, за счет источников сил, по отношению к которым теплоотвод в мантии пассивен. В случаях наложения на зоны интенсивного плюмопроявления, необходимо рассчитывать суперпозицию





глубинных источников движения и поверхностных эффектов перетекания масс за счет механизмов перераспределения и обмена моментом инерции между оболочками. Такова новая концепция о природе механизмов горизонтального движения тектонически активных масс земной коры и литосферы.

Литература

1. Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Наука, Физматлит, 2002. 384 с.

2. *Монин А.С.* Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 424 с.

3. Тяпкин К.Ф. Физика Земли. Киев: Вища шк., 1998. 312 с.

4. *Doglioni C*. Orogens and slabs vs. their direction of subduction // Earth Sci. Rev. 1999. V. 45. P. 167–208.

5. Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры ее литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 104–114.

6. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика // Теоретическая физика. Т. 1. М.: Наука, 1988. 216 с.

7. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.

В.А. Соловьев, Л.П. Соловьева¹

Тектоническая природа островных дуг, желобов, окраинных и внутренних морей

При тектоническом картографировании структур континентов и океанов налицо противоречие в методике их типизации – типы структур континентов определяются на основе структурно-вещественных признаков, а океанов – геоморфологических и геофизических. В полной мере это относится к островным дугам, желобам, внутренним и окраинным морям. Понять тектоническую природу этих объектов – это значит определить их тип на основе тех же признаков, которые определяют тектоническую природу геоморфологических (горы, равнины, впадины и др.) и гео-

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

физических (магнитные, гравитационные и другие аномалии) объектов на континентах. Составленные нами при тектоническом картографировании структурные профили через Охотское [1–3] и Черное моря [4] позволяют по-новому определять тектонический тип этих объектов.

Циклитовая модель слоистой структуры земной коры континентов показывает, что по сочетанию в разрезе геологических комплексов обособляются древние, молодые и юные платформы [5].

На платформах в плане различают щиты (области развития геосинклинальных и орогенных комплексов) и плиты (области развития плитных и эпиплатформенных плитных комплексов). На границах платформ разного типа располагаются пограничные структуры (швы, периплатформенные и краевые прогибы). Экстраполируя циклитовую закономерность в расположении главных (платформенных) комплексов на зоны перехода от континентов к океану (окраинные моря, островные дуги и желоба), удалось показать, что на Дальнем Востоке обособляется еще один тип платформ, которые мы, вслед за Р.Г. Гарецким, назвали юными, или альпийскими (рис. 1). Отличительной особенностью является то, что плиты и щиты этих платформ продолжают свое формирование (Охотоморская плита и Курило-Камчатская складчатая область). Тогда желоба необходимо рассматривать как некомпенсированные еще осадками пограничные структуры (будущие периплатформенные и краевые прогибы). В этом можно убедиться, сравнив структурную позицию желобов и краевых прогибов между древними и молодыми платформами классические предгорные прогибы всюду располагаются вдоль офиолитовых поясов складчатых областей, представляющих щиты платформ (Предуральский краевой прогиб). Еще более важным доказательством превращения желобов в краевые прогибы служит переход их по прости-ранию в пограничные структуры (Предгималайский краевой прогиб, пе-реходящий по простиранию в Зондский желоб). На Дальнем Востоке ярким примером возможности превращения желоба в краевой прогиб является впадина Дерюгина в Охотском море, которая представляет собой палеожелоб вдоль Восточно-Сихотэалинского офиолитового пояса глубиной до 12 км, заполненный осадками, способными улавливать углеводороды [6].

Тектоническую природу внутренних морей можно определить на примере строения дна Черного моря [4]. По своей тектонической природе – это плита юной Средиземноморской платформы, а Понт и Кавказ – это ее щиты. По Предкавказскому краевому прогибу она граничит со Скифской плитой молодой Центрально-Азиатской платформы (рис. 2).

В практическом отношении новое определение тектонической природы краевых морей, островных дуг, желобов и внутренних морей важ-



Рис. 1. Структурные профили через Охотское море

1 – плитный комплекс (MZ–KZ); 2 – главные орогенные комплексы (MZ₂–KZ); 3 – главные геосинклинальные комплексы (MZ); 4 – комплексы основания (AR–PR–PZ); 5 – структурные швы; 6 – глубинные разломы, 7 – границы комплексов



но для оценки закономерностей локализации нефтяных и газовых месторождений на дне морей и океанов.

Работа выполнена по гранту «Региональный конкурс Юг России», проект № 06-05-96693.

Литература

1. Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А., Храмов Н.А. Шовные зоны как особый тип глубинных разломов (на примере Карагино-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207, №3. С. 683–685.

2. Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Синюков В.И., Храмов Н.А., Юнов А.Ю. Тектоническая терминология зоны перехода от континентов к океану и вопросы систематики структур земной коры // Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974. С. 5–15.

3. Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А., Храмов Н.А. Структурно-формационные зоны Олюторского прогиба и его тектоническая природа // Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975. С. 236–243.

4. Соловьев В.А., Бондаренко Н.А. Пограничные структуры Черноморской плиты и их нефтегазоносность // Экологический вестник научных центров ЧЭС (приложение). Краснодар, 2004. С. 112–119.

5. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Циклитовая модель слоистой структуры земной коры // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 222–225. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

6. Юркова Р.М., Воронин Б.П. Подъем и преобразование мантийных флюидов в связи с формированием офиолитового диапиризма // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–66.

М.Л. Сомин¹, Ю.Я. Потапенко²

Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их палеотектонической позиции

Бечасынская зона – один из главных элементов домезозойской структуры центрального сектора Большого Кавказа. Тектонически это основание южной части Скифской плиты, втянутой в орогенное поднятие ре-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Карачаево-Черкесский государственный педагогический университет, Карачаевск, Россия

гиона. Комплексы зоны выступают из-под мезозойских отложений в эрозионных окнах междуречья Кубани и Чегема. Данные о строении этой зоны важны для интерпретации глубинной структуры обширных площадей равнинного Предкавказья, анализа строения фундамента кавказского высокогорья и для палеотектонических реконструкций южного обрамления Восточно-Европейской платформы. В литературе по геологии Кавказа Бечасынская зона считается тектонотипом байкалид. До последнего времени полагали, что метаморфический бечасынский комплекс (БК), находящийся в основании разреза зоны, относится к рифею, а неметаморфизованный чехол, на севере зоны трансгрессивно перекрывающий этот комплекс, в своей нижней части может иметь вендкембрийский возраст. В качестве аргументов в пользу рифейского возраста БК приводят значения Sm-Nd модельного возраста, а также находки в метаосадках БК микрофоссилий, предположительно указывающих на нижний–средний рифей [6]. Два последних аргумента, однако, противоречат друг другу: ¹Nd(DM) возраст метавулканитов из разных частей БК определен в 787, 834, 877 и 1097 млн лет [5], тогда как верхняя граница среднего рифея – в 1 млрд лет. М.А. Семихатов (письменное сообщение) отметил, что по приведенным (в [6]) определениям нельзя судить о возрасте БК. Представляемые здесь нами данные U-Pb датирования, относящиеся в том числе и к толще, содержащей упомянутые микрофоссилии, несовместимы с предположением о рифейском возрасте БК.

пля, отпосящиеся в том тисле и к тояще, содержащей уномянутые мик рофоссилии, несовместимы с предположением о рифейском возрасте БК.
Верхняя часть чехла Бечасынской зоны охарактеризована палеонтологически. Здесь в неметаморфизованных карбонатно-глинистых отложениях содержатся граптолиты и обильная морская макрофауна лудлова и пржидола, выше в известняках встречены фоссилии нижнего–среднего девона [2, 4, 8]. Эти отложения по резкой, но согласной границе перекрывает урлешскую свиту пестроцветных алевропсаммитов мощностью до 1200 м, которая, в свою очередь, трансгрессивно, с метаморфическим несогласием, ложится на породы БК. Основанием для отнесения верхней части урлешской свиты к среднему кембрию послужило наличие в поле выходов силура, во внутриформационных конгломератах, глыбы известняков с трилобитами среднего кембрия [2]. Песчаники из галек этих конгломератов похожи на урлешские. Это позволило предположить, что среднекембрийские известняки залегали в верхней части урлешской свиты [2]. Вместе с тем, отсутствие перерыва на верхней границе урлешской свиты давало основание [8] предполагать и более молодой (ордовик-раннесилурийский) возраст урлешской свиты. Для решения вопроса о возрастных ограничениях урлешской свиты

Для решения вопроса о возрастных ограничениях урлешской свиты проведено U-Pb датирование детритовых цирконов из алевролитов средней части ее разреза. Алевролиты имеют субаркозовый состав, сте-
пень их метаморфизма не превышает стадии катагенеза. Цирконы хорошо окатаны, с шагреневой поверхностью, явно обусловленной длительным механическим воздействием при транспортировке. Датирование 10 зерен цирконов на ионном микроанализаторе SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ Е.Н.Лепехиной и И. Падериным показало плотную концентрацию значений возраста в интервале 657–507 млн лет. Только одна датировка (657 млн лет) древнее подошвы венда (600 млн лет), все остальные моложе и соответствуют венду – среднему кембрию. Минимальная величина отношения Th/U>0.11, но доминируют величины >0.3, свидетельствуя о магматической природе цирконов. Характер зональности цирконов указывает на их преимущественно гранитоидный генезис.

Эти данные означают, что возраст урлешской свиты определенно моложе нижнего, а, возможно, даже среднего кембрия. Внести больше ясности в этот вопрос удается с помощью датирования детритовых и магматических цирконов, выделенных непосредственно из пород бечасынского комплекса. Изучены цирконы из кварцитов двух его свит – тубаллыкулакской, обнажающейся по р. Кубань близ рудника Эльбрус (проба 495), и таллыкольской, р. Чегем (проба П81), а также цирконы ортогнейсов, приуроченных в основном к тубаллыкулакской свите (проба К1-06). Тубаллыкулакские кварциты содержат примесь обломочного калишпата и графитового вещества, таллыкольские – это светлые анхимономинеральные породы. Упоминавшиеся выше микрофоссилии выделены из тубаллыкулакской свиты. Степень метаморфизма в обоих случаях отвечает биотитовой или гранатовой ступени зеленосланцевой фации.

отвечает биотитовой или гранатовой ступени зеленосланцевой фации. Зерна цирконов обеих проб кварцитов в целом хорошо окатаны. Изучение в режиме катодолюминисценции не выявило в них метаморфических кайм. Датировано 25 зерен пробы 495 и 10 зерен пробы П81. Только одна датировка (циркон из пробы П81) соответствует рифею (1140 млн лет), все остальные отвечают позднему венду – кембрию, а одно – даже ордовику – раннему силуру. Значения возраста цирконов пробы 495 находятся в интервале 573–509, пробы П81 – 563–441 млн лет. Усредненный конкордантый возраст цирконов пробы 495 равен 534±5 млн лет, где СКВО = 0.13. Величина отношения Th/U везде от 0.17 до 0.93, что подтверждает исходно магматическую природу цирконов и отсутствие в них существенных изменений после седиментации.

что подтверждает исходно магматическую природу цирконов и отсутствие в них существенных изменений после седиментации. Ортогнейсы пробы К1-06 – породы с бластопорфировой структурой, их мощность около 100 м. Реликтовые вкрапленники, иногда гломеропорфировые сростки альбита и калишпата расположены среди мелкозернистой сланцеватой ткани, сложенной кварцем, плагиоклазом и мусковитом. Судя по структуре, это – метаморфизованные в зеленосланцевой фации микрогранит-порфиры или субвулканические базокварцевые липарит-порфиры. В них встречены ксенолиты вмещающих кварцитов. Модельный возраст ¹Nd(DM) = 877 млн лет [4]. Циркона в этих породах мало, его зерна мелкие, субидиоморфные. Конкордантный SHRIMP возраст 10 зерен составляет 530±8 млн лет при СКВО = 0.87.

Как можно видеть, осредненные значения возраста цирконов из ортогнейсов и метапесчаников очень близки, что, возможно, связано с ассимиляцией магмой цирконов из вмещающих пород. В этой ситуации для определения возраста осадков БК пород мы отдаем предпочтение значительно более многочисленным датировкам по детритовым цирконам. Они свидетельствуют о том, что осадки БК, как и осадки урлешской свиты, имеют постраннекембрийский возраст. Урлешская свита, следовательно, едва ли древнее верхнего ордовика и, возможно, нижнесилурийская, а возрастной интервал осадочных протолитов залегающего ниже бечасыского комплекса находится в пределах кембрий–ордовик.

ниже бечасыского комплекса находится в пределах кембрий-ордовик. Из приведенных данных следует, что БК здесь представляет собой не байкальское, а каледонское образование. Полностью не исключена даже и возможность того, что возраст БК в южных его выходах омолаживается до силура и девона, т.е. комплекс становится варисцийским, поскольку в таллыкольских кварцитах встречены единичные зерна циркона с датировками на уровне среднего ордовика – раннего силура. Кроме того, К–Аг и Rb–Sr датировки по породам южной полосы исключительно варисцийские [3].

Возраст детритовых цирконов из разрезов Бечасынской зоны указывает на то, что к северу от нее находились выходы кадомид, включавшие большие объемы гранитоидов. Экзотическим блоком таких пород среди осадков БК, возможно, является небольшой выход плагиогранитов в районе балки Акбаева по р. Даут, цирконы которого показали SHRIMP возраст 562 ±8 млн лет. Следует также отметить, что кадомские (венд-кембрийские) цирконы характерны и для метаосадков более южных зон Большого Кавказа, например, для макерского и гнейсмигматитового комплексов [6]. Наряду с цирконами кадомского возраста, здесь встречаются и значительно более древние, до нижнепротерозойских включительно. Однако среди детритовых цирконов собственно БК дорифейский материал не обнаружен, а рифейский представлен единственным зерном. Это позволяет предполагать отсутствие связи между бечасынским бассейном и выступами дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы (Балтики). В додевонское время их могла разделять глубокая депрессия, простиравшаяся вдоль кряжа Карпинского. Здесь намечается резкая смена геофизических полей – более скоростная нижняя кора на севере, менее скоростная на юге, в области

289

Скифской плиты, и линза «корово-мантийной смеси» в низах коры между ними [1]. Можно предположить, что эта линза является реликтом раннепалеозойской сутуры. При такой интерпретации – и с учетом присутствия в БК известково-щелочных вулканитов и распространения в метаморфических комплексах Большого Кавказа «панафриканского» (600–500 млн лет) детритового циркона – эти комплексы можно интерпретировать как связанные с эволюцией северной активной окраины Гондваны. В этом случае метаморфическим комплексам Большого Кавказа соответствуют комплексы таких варисцийских структур Центральной Европы, как Богемский массив, Шварцвальд и другие, в толщах которых также широко распространен детритовый циркон кадомского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке со стороны Роснедра, контракт АЛ-06/35 от 14.05.2005.

Литература

1. Баранова Е.П., Павленкова Н.И. // Физика Земли. 2003. №6. С. 76-84.

2. Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, 1982. 92 с.

3. Потапенко Ю.Я. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 9–18.

4. Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии. Карачаевск, 2004. 153 с.

5. Семкин В.А., Корсаков С.Г., Котов А.Б. Проблемы геологии и геоэкологии Юга России и Кавказа: Материалы науч. конф. Новочеркасск, 1977. С. 42–44.

6. Снежко В.А. Региональная геология и металлогения. 2005. №25. С. 87–94.

7. Сомин М.Л., Лепехина Е.Н., Конилов А.Н. // Докл. РАН. 2006. Т. 414, №6. С. 793–797.

8. *Чегодаев Л.Д.* Граптолиты, конодонты и стратиграфия силура и нижнего девона Северного Кавказа. Новосибирск: Наука, 1988. С. 6–25.

Режим возрожденного горообразования Верхояно-Колымской горной области

На основании фациального анализа кайнозойских отложений и изучении геоморфологии детализированы особенности новейшей тектоники Верхояно-Колымской горной области. Эта область на протяжении кайнозоя являет собой пример возрожденного горообразования [1]. Главной особенностью возрожденных гор области, отличающих ее от возрожденных гор Средней Азии, является цикличность динамики горообразования. В горообразовательном цикле рассматриваемой области можно выделить фазу горообразования, которая сменяется фазой тектонического и денудационного снижения рельефа, выраженную формированием кор выветривания, поверхности выравнивания и накоплением отложений плитного комплекса. Выявлено, что в рассматриваемой области активность горообразования нарастает со временем от цикла к циклу, площадь горообразования расширяется и длительности межорогенных пауз уменьшается, а контрастность тектонических движений увеличивается.

От этапа первичного (позднемезозойского) горообразования, который начался формированием позднеюрской Уяндино-Ясачненской островной дуги и завершился коллизией в неокоме, новейшее горообразование отделяется длительной (дат – ранний эоцен, около 25–30 млн лет) плитной (квазиплатформенной) паузой. В конце паузы на территории горной области были сформированы кора выветривания, поверхность выравнивания, а в отдельных депрессиях (Зырянский прогиб, Приморские впадины, Нижнеколымская впадина и др.) накоплена толща плитных (а вблизи арктических морей – морских) тонкодисперсных терригенных отложений мощностью до 1 км.

На протяжении новейшего этапа выделяется три динамических цикла: средний эоцен – средний миоцен, поздний миоцен – ранний плейстоцен, средний плейстоцен – голоцен, незавершенный.

В первом динамическом цикле фаза горообразования имеет продолжительность около 9 млн лет (средний эоцен – ранний олигоцен), а межорогенная пауза составляет 23 млн лет (поздний олигоцен – средний миоцен). Зона горообразования была выражена относительно узким горным сооружением, включавшим площадь современного хребта Черского и прилегающую часть Янского и Оймяконского нагорий. Она протягивалась от южного окончания Сеймчано-Буюндинской впадины до

¹ Институт мерзлотоведения (ИМЗ) им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

мыса Буор-Хая и далее, вероятно, в акваторию моря Лаптевых. На площади современного Верхоянского хребта располагалась зона осадконакопления, снос в которую осуществлялся главным образом со стороны примыкающего участка недеформированной Сибирской платформы. На площади современного Момского хребта, расположенного ближе к оси горного сооружения формировались, вероятно, молассы. В расположенной непосредственно к востоку от современного хребта Ожогинской впадине осадочный материал представлен обломками пород (пески и галечники), снесенными с площади хребта Черского – пестроцветными эффузивами, жильным кварцем, кварцитами – породами, обычными для вулканитов позднеюрской Уяндино-Ясачненской островной дуги. Гранулометрический анализ галечного материала позволяет оценить высоту превышения водосборов над эрозионным базисом площадей аккумуляции в пределах 1.5–2 км, высоту водоразделов – около 3–3.5 км, а смена литологического состава толщ – время интенсивного подъема (первая половина среднего эоцена – около 4 млн лет). Вычисленная скорость относительного подъема гор составляет 0.9 мм/год.

В течение раннего олигоцена произошло снижение площадей водосборов до 750 м, а водоразделов до 1.5 км над площадями осадконакопления. При продолжительности этого отрезка около 5 млн лет и снижении горного сооружения на 1–1.5 км скорость снижения гор составит 0.2–0.3 мм/год, что на два-три порядка выше скорости денудации, определенной по модулю стока горных рек [2]. Таким образом, снижение гор имело не столько денудационную, сколько тектоническую составляющую, что привело к формированию в конце палеогена на территории горной области относительно выровненного рельефа, а в конце межорогенной паузы-первой половине миоцена – полигенетической поверхности выравнивания.

Во втором динамическом цикле площадь горных сооружений несколько расширилась за счет вовлечения в подъем значительной части площади современных Янского и Оймяконского нагорий. Тем не менее, ни Верхоянский, ни Момский хребты морфологически выражены не были и на их месте располагались либо площади осадконакопления, либо, в конце цикла, – денудационные плоские поверхности. Фаза горообразования рассматриваемого цикла продолжалась в течение позднего миоцена - раннего плиоцена, а межорогенная пауза – в течение раннего плиоцена – раннего плейстоцена. При этом межорогенная пауза прерывалась краткими периодами активизации горообразования. К этому времени в рассматриваемом регионе относятся и основные проявления складчатых деформаций кайнозойских отложений. Так, в Нижнеалданской впадине установлено залегание миоценовых отложений с угловым несогласием на дислоцированных слоях олигоцена [3]. В бассейне р. Зырянки на раннемиоценовых и палеогеновых слоях, дислоцированных в пологие складки (падение на крыльях до 10°), с угловым несогласием залегают позднемиоценовые слои. На севере Ожогинской впадины к этому же времени (поздний миоцен) относятся надвиги мезозойских отложений на кайнозойские [4]. Покровы на рубеже миоцена и плиоцена, имеющие экзогенную природу, связанную, в том числе, и с катастрофическим оползанием горных ледников, отмечались нами в межгорных впадинах хребта Черского [5]. Палеоклиматические реконструкции показывают, что климат второй половины миоцена региона был близок к умеренному влажному. Снеговая линия в районах подобного типа располагается на высотах около 4000 м. При условии, что поверхность выравнивания предыдущего цикла располагалась на уровне регионального базиса эрозии (около 500 м), можно оценить среднюю скорость подъема в предыдущем цикле. В фазу горообразования скорость осадконакопления в межгорных впадинах возросла в 1.5–3 раза по сравнению с предшествующей межорогенной паузой.

Во второй половине плиоцена имели место снижение рельефа и формирование региональной полигенетической поверхности выравнивания. Реликты этой поверхности, датированные осадками плиоценового– раннеплейстоценового возраста, отмечаются на хребтах Черского, Момском, Верхоянском, а коррелятные отложения – в межгорных впадинах. Поверхность выравнивания этого же возраста имеет широкое распространение и на Сибирской платформе. Если считать, что уровень региональной поверхности выравнивания вновь совпал с базисом эрозии (около 500 м), то скорость снижения составила около 2 мм/год, что на 3– 4 порядка выше средних скоростей денудации горных стран.

Орогенная фаза третьего цикла горообразования началась на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена (около 0.5 млн лет назад) и продолжается ныне. Площадь горного сооружения, по сравнению с площадью горных сооружений предыдущих циклов, возросла в примерно в 10 раз. В горообразование впервые были вовлечены площади современных Момского и Верхоянского хребтов. В Предверхоянском предгорном прогибе впервые на новейшем этапе появляется обломочный материал, снесенный со стороны Верхоянского хребта, – ледниковые и водно-ледниковые отложения, слагающие валы конечных морен. На Момском хребте моренные образования не установлены, что скорее всего указывает на формирование хребта после главных фаз оледенения (самаровско-тазовской – МИС 6-8 и зырянской – МИС 4-5а-d) в условиях высокой сухости климата. Такие условия существовали в сартанской эпохе, соответствующей МИС 2 (11–25 тыс. лет назад), когда и в Верхоянском хребте отмечаются деградация ледников и отступление в горы валов конечных морен.

В подъем, в его самый первый импульс, может быть, были вовлечены и прилегающие участки Сибирской платформы, что фиксируется здесь глубоким (около 100 м) врезом, приуроченным к рубежу раннего и среднего неоплейстоцена.

Средние скорости подъема поверхности на хребте Черского – 5, на Момском – 7, на Верхоянском – 5 мм/год. По данным повторногеодезических измерений [6], по сравнению с современными движениями эта скорость выше в несколько раз.

Причиной пульсирующего режима горообразования на новейшем этапе является формирование саморегулируемой динамической системы горообразования, действие которой поддерживается двумя источниками энергии: подъемом аномальной мантии и коллизией литосферных плит. Силовые поля этих двух источников могут взаимно ослаблять или усиливать друг друга. Вероятная причина усиления активности горообразования от цикла к циклу и на последнем цикле – ускорение подъема аномальной мантии, на фоне которого продолжается коллизия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Подъем аномальной мантии доказывается увеличением мощности теплового потока и сокращением мощности литосферы. Под центральной частью области [7] мощность литосферы менее 100 км, в то время как под соседними областями она превышает 100 км.

Литература

1. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №4. С. 708–725.

2. Дедков А.П., Мозжерин В.И. История и сток взвешенных наносов на Земле // Геоморфология. 1983. №4. С. 23–31.

3. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Активные разломы и сейсмотектоника северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 138 с.

5. Спектор В.Б. Неогеновые гляциотектонические микститы хребта Улахан-Чистай (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312.

6. Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Есикова Л.В., Спектор В.Б. Карта современных вертикальных движений территорий Якутской АССР // Геотектоника. 1982. №3. С. 60–64.

7. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Температура литосферы Сибири по геотермическим данным // Геология и геофизика. 1985. №12. С. 60–71.

А.А. Степашко¹

О роли тихоокеанского спрединга в деформациях восточной окраины Азии

Мало сомнений в том, что в последние 200 млн лет именно тектоническая эволюция Тихого океана играла главную, если не решающую роль в геологическом развитии его континентального обрамления. В работах последних лет (модели косой субдукции, трансформной окраины и т.д.) детально обсуждалось тектоническое значение траекторий движения океанических плит относительно континента. Не менее важную роль в деформациях Азиатской окраины должен играть, как показывает наш анализ, также второй фактор – скорость разрастания океанической коры. Впервые на его возможно важное значение в развитии континентальных окраин указали Larson и Pitman (1972), предположившие, что возрастание скорости спрединга в середине мела должно было вызвать увеличение давления вдоль границ Тихого океана, а следовательно сопровождаться пульсационным усилением субдукционных процессов. Новые оценки вариаций скорости разрастания коры в Северо-Тихоокеанском центре спрединга позволяют конкретизировать роль этого фактора в генезисе режимов сжатия и растяжения на восточной окраине Азии.

Основой исследования послужили общие оценки скорости спрединга на границах плит Фараллон, Пацифик, Изанаги (Кула) за последние 140 млн лет, рассчитанные Engebretson с соавторами (1984). Они проверены и дополнены: 1) для периода спокойного магнитного поля (118–84 млн лет) данными о динамике образования подводных гор Западной Пацифики (Степашко, 2006); 2) новыми детальными расчетами вариаций скорости спрединга на границе Пацифик–Фараллон в интервале 65–15 млн лет; 3) оценками современной скорости спрединга, в том числе на границах Тихоокеанской плиты с Северо-Американской и Евроазиатской в модели NUVEL-1 (DeMets и др., 1990).

Разрастание океанической коры имеет циклический характер (рис. 1), причем стадии систематического ускорения спрединга сменяются столь

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия



Рис. 1. Кривая цикличности северотихоокеанского спрединга Серым тоном выделены этапы сжатия окраины Азии, вызванные ускорением спрединга

же закономерными стадиями его замедления. Скорость спрединга изменялась более чем в пять раз, достигая максимальных значений на рубежах ~130 млн лет, ~ 87 млн лет и ~ 42 млн лет назад. В соответствии с гипотезой Ларсона–Питмана ускорение спрединга в периоды 140–130 млн лет, 120–87 млн лет и 65–42 млн лет назад (см. рис. 1) должно было приводить к возрастанию сжатия на востоке Азии.

Наилучшим индикатором такого режима на границе континентокеан является глаукофансланцевый метаморфизм высоких давлений, генетически связанный с процессами субдукции. Абсолютный возраст его хорошо изучен для островов Сахалин и Хоккайдо (Богданов, Хаин, 2002 г.), занимающих одинаковую позицию вдоль границы континента и океана. Возрастные оценки в обоих случаях обнаруживают четыре периода сильного сжатия на западной окраине океана (рис. 2, а). Три из них: первый – на границе юры и мела (~145–132 млн лет), второй – в середине мела (~100–90 млн лет) и последний период – на границе мела и кайнозоя (~70–55 млн лет) – соответствуют трем стадиям ускорения спрединга в северной части Тихого океана (см. рис. 1). Абсолютный возраст глаукофансланцевого метаморфизма как Сахалина, так и Хоккайдо (см. рис. 2, а) позволяет предполагать существование еще одного древнего этапа сжатия континентальной окраины в конце триаса – нача-



Рис. 2. Роль океанической цикличности в тектонической эволюции Восточной Азии

а – соответствие стадий сжатия западной границы Тихого океана этапам ускорения спрединга: серые прямоугольники – эпизоды глаукофансланцевого метаморфизма Сахалина и Хоккайдо, звездочки – этапы сжатия в районе Камчатско-Алеутского сочленения, не залитые квадраты – этапы ускорения спрединга; б – соответствие стадий растяжения на востоке Азии этапам замедления спрединга (выделены серым тоном). Звездочки – время начала формирования рифтогенных структур Восточной Азии ле юры (206–178 млн лет для Сахалина, 180 млн лет для Хоккайдо). На рубеже 180 млн лет, по всей видимости, это – первый максимум скорости спрединга, началось формирование современной коры Тихого океана. На СВ Азии ярким подтверждением важнейшей роли ускорения спрединга является периодичность тектонических перестроек в области Камчатского-Алеутского сочленения. Выделяемые в районе Камчатского мыса офиолитовые комплексы (Соловьев, 2007 г.): альб-сеноманский, эоценовый и позднемиоцен-четвертичный (см. рис. 2, а), маркируют три стадии сжатия континентальной границы и отвечают по возрасту трем этапам ускорения спрединга.

Кривая вариаций скорости северотихоокеанского спрединга (см. рис. 1) дает возможность предполагать закономерное чередование периодов возрастания и уменьшения давления на границе океан-континент. Ослабление давления океанической плиты и разгрузка напряжений на континентальной окраине должны сопровождаться рифтогенезом, проявленным, прежде всего, в образовании окраинных морей и крупных осадочных бассейнов. С последним кайнозойским этапом растяжения связано раскрытие основных окраинных морей Восточной Азии: Японского, Охотского и Южно-Китайского, бассейнов Филиппинского моря -Паресе-Вела и Шикоку. Возраст этого рифтогенеза хорошо датирован, его главная фаза проходила 30-15 млн лет назад. На предыдущем этапе растяжения континентальной окраины в конце мела – начале эоцена началось формирование бассейнов Желтого и Восточно-Китайского морей, залива Бохай, устья р. Жемчужной, Западно-Филиппинский бассейна (Ren et al., 2002). Оба этапа рифтогенеза начинались в периоды замедления спрединга и уменьшения сжатия на окраине Азии (см. рис. 2, б). В развитии континентальной окраины ярко проявился ранний (средне-юрско-раннемеловой) этап замедления спрединга. Процессом растяже-ния в этот период (160–140 млн лет назад) был охвачен обширный регион, началось формирование огромных внутриконтинентальных впадин – Сунляо, Амуро-Зейской, Среднеамурской, десятков рифтогенных бассейнов на западе Китая, Монголии и Забайкалья (Q.-R. Meng, 2003; Кириллова, 2005 г.). Четвертая стадия растяжения, связанная с уменьшением скорости спрединга в начале мела (130-120 млн лет) проявлена слабо. В это время произошло заложение Алчанского бассейна (Кириллова, 2005 г.) и началась, ~120 млн лет назад, вторая фаза формирования впадины Сунляо, когда в погружение была вовлечена вся ее территория (Ren et al., 2002). Учитывая, что эта стадия наиболее кратковременна, можно прийти к выводу, что связанные с ней рифтогенные структуры пока недостаточно изучены.

Высокая согласованность океанической цикличности и смены режимов сжатия и растяжения доказывает, что именно вариации скорости северотихоокеанского спрединга в последние 180 млн лет являлись главным фактором тектонических деформаций восточной окраины Азии. Изменения траекторий перемещения океанических плит играли подчиненную роль, замедляя или ускоряя наступление стадий сжатия и растяжения. Это значительно меняет понимание многих ключевых аспектов дальневосточной тектоники, делая излишними, к примеру, гипотезы широкого участия глубинных плюмов в развитии рифтогенных процессов в регионе. Видимо, требует пересмотра и представление о трансформных окраинах как единственном объяснении периодического прерывания субдукционных процессов на западной окраине Тихого океана.

Л.Б. Сушкин¹

О генезисе ряда кольцевых морфоструктур Дальнего Востока России

Морфоструктурные исследования, находящиеся в пограничной области на стыке геологии и географии, являются важнейшей составляющей наук о Земле. Выдающийся вклад в этой области сделан исследователями нашей страны, особенно в последней четверти ХХ в. [10]. Среди множества установленных кольцевых морфоструктур ими отмечены и многочисленные структуры предположительной космогенной природы – астроблемы [2, 4–8].

Исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира, резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее актуально для Дальнего Востока, на территории которого известны лишь единичные небольшие импактные кратеры: Эльгыгытгын, Лабынкыр, Соболевская и Сихотэ-Алинская группы воронок. Лишь совсем недавно появилась информация о выявлении ранее неизвестных мелких (100–300 м), предположительно, космогенных кратероподобных структур в осевой части хребта Геран. Вместе с тем, на Дальнем Востоке и в Сибири произошли крупнейшие в мире космогенные события как в XX в. (Тунгусское – 1908 г., Сихотэ-Алинское – 1947 г.), так и за весь исторический период.

¹ ООО «Рос-ДВ», Хабаровск, Россия

Одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона является Хабаровская кольцевая морфоструктура (астроблема) [12–14] диаметром 100 / 280 км, центральная часть которой отчетливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан. Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети отчетливо видны сегменты внешнего кольца диаметром 280 км. Можно предполагать, что эта кольцевая структура имеет еще более сложное кольцевое концентрическое (телескопированное) строение.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается ее хаотическим геологическим строением, а также находками в ее пределах метеоритного железа, сфероллоидов железа в осадочных породах обрамления [13, 14], совпадающей с ней высококонтрастной гидрохимической аномалией железа, закономерным расположением вокруг нее в обогащенных углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров (гадрозавров), в том числе с беспрецедентно высоким содержанием иридия: Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно-Сахалинское (Синегорское), Оюбари (о-в Хоккайдо) [1, 3].

Сопоставимыми с Хабаровской структурой на юге Дальнего Востока являются Тумнинская, Нижнеамурская (Кизи-Удыльская) и Усть-Амурская (Чля-Орёльская) крупные кольцевые депрессионные морфоструктуры диаметром 200–250 км, имеющие отчетливое концентрическое строение с кольцевым хребтом и крупными озерами в центре.

туры днаметром 200–250 км, имеющие отчетливое концентрическое
строение с кольцевым хребтом и крупными озерами в центре.
Несмотря на доминирующие сегодня плутоногенные представления
о их генезисе, ряд весьма специфических особенностей их геологиче ского строения с развитием хаотических комплексов и олистостром [9],
геофизических полей позволяют также предполагать их космогенную
природу. Следует особо отметить присущую этим структурам богатую
благороднометалльную (золото-серебряную) металлогению. В цен тральной части Тумнинской МЦТ отмечены скопления сфероллоидов

Многими чертами космогенных структур обладают и установленные в регионе более мелкие кольцевые структуры диаметром 3–10 км [12, 15–17], в том числе платиноносные, приуроченные к концентрическизональным ультрабазитовым массивам. Это касается, в первую очередь, зональных массивов с дунитовым ядром, концентрирующим платиноиридиевую минерализацию (Кондёр, Чад, острова Феклистова и др.), так как именно состав дунитов, возникновение которых в земной коре глубоко проблематично, очень близок к среднему химическому составу каменных метеоритов, содержание иридия в которых в тысячи раз превосходит кларк этого элемента в земной коре. Общеизвестно также, что именно иридиевые аномалии в разных районах Земли являются одним из важнейших свидетельств состоявшихся там крупных космогенных событий [5, 8, 15, 18].

В целом, геолого-геоморфологические особенности территории юга Дальнего Востока указывают на ее высокое сходство с областями множественных метеоритно-астероидных ударов, подобно территориям Казахстана [5] и Кольского полуострова [11].

С учетом установленного в ряде кольцевых морфоструктур (в том числе, Усть-Амурской, Хабаровской) аномального уровня эманирования радиоактивного газа радона, колоссального количества рассеянного в окружающем пространстве чужеродного космогенного вещества (в основном – железа) и, вместе с тем, острого дефицита ряда легкоподвижных элементов (в том числе йода и селена), важных для жизнедеятельности человека, особого внимания требуют проведение глубоких исследований по влиянию этих аномалий на здоровье населения данного района, его охрана, проведение широкого экологического мониторинга среды.

Дальнейшее всестороннее изучение внутреннего строения вышеупомянутых крупных МЦТ (астроблем?) и их складчатого обрамления может иметь важное значение для понимания механизма формирования подобных и более масштабных космогенных структур на континенте и океаническом дне, связанных с ними проявлений магматизма (TMA), метаморфизма и рудогенеза, экологических последствий для биосферы нашей планеты.

Описанные кольцевые структуры предположительно космогенной природы являются, разумеется, далеко не единственными на обширной территории Дальневосточного региона, заслуживающими особого внимания в свете затронутой здесь проблематики. Масштабы только этих структур таковы, что глубокое их изучение потребует годы разноплановых научных исследований, в том числе силами международных коллективов.

Сверхдоступность Хабаровской структуры, положение ее на границе двух великих стран и на оживленном перекрестке международного общения открывает новые горизонты для широкого международного сотрудничества в области науки, образования и туризма.

Литература

1. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 38 с.

2. Гигантские астроблемы России. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. 21 с.

3. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа. 2007. № 5. С. 29–30.

4. Дити Р.С. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов // Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир, 1968. С. 153–173.

5. Зейлик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М.: ВИЭМС, 1978. 55 с.

6. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1: 5 000 000 / Ред. А.Д. Щеглов. М., 1979.

7. Космогеологическая карта СССР. Масштаб 1: 2 500 000 / Ред. Ю.А. Козловский. М., 1982.

8. *Кузовков Г.Н.* Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1998. 377 с. То же: МПР РФ, 2002. 557 с.

9. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.

10. Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 124 с.

11. Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. М.: Недра, 1982.

12. *Сушкин Л.Б., Федоренко А.А.* О космогенной природе ряда морфоструктур Дальнего Востока // Геология и геодинамика литосферы. Всерос. молодежная конф.: Тез. докл. Иркутск, 1999. С. 62–63.

13. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамур. геогр. о-во, 2004. 52 с.

14. *Сушкин Л.Б.* О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. 2004. № 1. С. 92–105.

15. *Сушкин Л.Б.* Кондёр – Дальневосточная жемчужина России // Наука и природа Дальнего Востока. № 2. Хабаровск, 2006. С. 121–139.

16. Сушкин Л.Б. О природе ряда кольцевых морфоструктур Дальнего Востока России // XIII науч. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Иркутск, 2007.

17. Шварев М.М. Загадка Венцелевской гравимагнитно-морфоструктурной аномалии // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 98–102.

18. *Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous / Tertiary extinction // Science. 1980. V. 208. P. 1095–1108.

Тектономагматические этапы Охотского и Японского окраинных морей

Окраинные моря являются важнейшим элементом зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Наиболее ярким индикатором тектонических (геодинамических) процессов является магматизм и, в первую очередь, его наземное (эффузивное) проявление – вулканизм. Вулканические процессы обычно сопровождают периоды тектонической активности. Это позволяет говорить о единстве тектонических и магматических процессов и выделять единые тектономагматические этапы в эволюции того или иного региона. Целью настоящей работы является выделение тектономагматических этапов в Охотском и Японском окраинных морях, основанное на изучении вулканических пород этих морей.

Охотское и Японское моря являются отдельными звеньями в системе окраинных морей Востока Азии. Вулканические породы широко развиты в пределах Охотского и Японского окраинных морей.

Вулканизм Охотского моря изучен нами по материалам драгирования. Все вулканические породы внутренней части моря относятся к образованиям окраинно-континентального формационно-геохимического типа и характеризуются близким петрографическим и химическим составом. За основу разделения вулканических пород были приняты данные радиоизотопного возраста. В Охотском море можно уверенно выделить четыре возрастных вулканических комплекса: 1 – раннемеловой, 2 – позднемеловой, 3 – эоценовый, 4 – плиоцен-плейстоценовый.

Первые два комплекса выделяются не только по изотопным определениям, но и на основании сходства входящих в них пород с образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Подобное сходство вулканитов этих двух комплексов отмечается и с вулканическими породами других звеньев Восточно-Азиатского вулканического пояса, в частности, Восточно-Сихотэ-Алинского. Такое сходство по времени проявления вулканизма и по особенностям пород между мезозойскими вулканитами Охотского моря и образованиями Восточно-Азиатского вулканического пояса позволяет говорить о выделении нового – Охотоморского звена этого окраинно-континентального вулканического пояса. Учитывая этот момент, логично объединить раннемеловое и позднемеловое время проявления вулканизма в Охотском море в единый текто-

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

номагматический этап – позднемезозойский. Этот мощный этап, в результате которого был сформирован Восточно-Азиатский окраинно-континентальный пояс, широко проявился на структурах, входящих в современную впадину Охотского моря. В позднемезозойское время большая часть акватории Охотского моря являлась окраиной Азиатского континента.

Вулканизм эоценового возраста, хоть и характеризуется меньшими масштабами, чем позднемезозойский, также широко проявился в Охотском море. Вулканические породы этого возраста известны на всех крупных возвышенностях внутренней части моря. Эоценовый вулканизм в Охотском море, так же как и позднемезозойский, протекал в континентальных условиях и сопровождался образованием вулканитов окраинно-континентального типа. Он характерен для разных звеньев Восточно-Азиатского вулканического пояса, а также проявился на подводном хребте Витязя. Вулканизм этого периода в Охотском море имел, скорее всего, более интенсивный характер, чем эоценовый вулканизм других звеньев Восточно-Азиатского вулканического пояса. Мы полагаем, что в Охотском море он отражает этап интенсивного дробления (тафрогенной деструкции) этой части окраины Азиатского континента и начало формирования собственно впадины моря. С эоценовым временем связывает проявление процессов активного рифтогенеза и формирование в Охотском море основной части положительных и отрицательных структур Г.С. Гнибиденко. Активные тектонические и вулканические процессы в эоценовое время в Охотском море позволяют выделить здесь эоценовый тектономагматический этап.

Вулканизм плиоцен-плейстоценового времени в Охотском море проявился более локально, чем вулканизм позднемезозойского и эоценового этапов. Он, в основном, известен только по обрамлению Курильской котловины – на ее северном и южном склонах. Основная часть вулканических построек этого возраста расположена вдоль подводного склона Курильской островной дуги и сосредоточена в местах ее пересечения с разломами северо-западного простирания. Вулканизм плиоцен-плейстоценового возраста в Охотском море протекал в подводных близповерхностных условиях и по своим особенностям главным образом аналогичен вулканизму повышенной щелочности тыловой зоны Курильской островной дуги. Обычно вулканизм этого возраста в Охотском море связывают с процессами на Курильской островной дуге, однако мы полагаем, что он отражает один из этапов формирования и эволюции Курильской глубоководной котловины и свидетельствует об активизации разломных зон северо-восточного и северо-западного простираний. Активные тектонические и вулканические процессы в плиоцен-плейстоценового время обусловливают возможность выделения в Охотском море плиоцен-плейстоценового тектономагматического этапа. Существует много геологических фактов, в той или иной степени указывающих на формирование Курильской глубоководной котловины в позднеолигоцен-раннемиоценовое время, т.е. мы можем говорить о проявлении в Охотском море одноименного тектономагматического этапа. Этот этап известен в других окраинных морях, однако никаких уверенных данных о проявлении вулканизма позднеолигоцен-раннемиоценового времени в Охотском море мы не имеем. Таким образом, в Охотском море выделяются три тектономагматических этапа: 1 – позднемезозойский; 2 – эоценовый (среднеэоценовый); 3 – плиоцен-плейстоценовый.

Вулканизм Японского моря может быть изучен по материалам драгирования и глубоководного бурения (127/128 Legs ODP), а по результатам драгирования рассмотрен ранее в работах автора и позднее в нашей совместной статье. Данные по глубоководному бурению приведены в научном отчете по 127/128-м рейсам ODP. Сравнительный анализ вулканизма Японского и Охотского морей проведен нами в работах. Отличительной чертой Японского моря по отношению к Охотскому является присутствие в его пределах вулканитов различных формацинногеохимических типов, которые образовались в течение длительного времени – поздний мезозой – голоцен. Наиболее существенной отличительной особенностью вулканизма Японского моря является наличие в его глубоководных котловинах океанических толеитов, вскрытых скважинами глубоководного бурения. Вулканические породы Японского моря разделяются на шесть типов: 1 – континентальные толеиты; 2 – вулканиты типа известково-щелочной серии континентальных окраин; 3 – щелочные базальтоиды континентальных рифтов; 4 – окраинно-морские толеиты и их дифференциаты; 5 – океанические толеиты; 6 – вулканиты окраинно-континентального типа.

Континентальные толеиты известны только на материковом склоне Южного Приморья и аналогичны неогеновым (позднемиоценовым) платобазальтам Южного Приморья.

Вулканические породы типа образований известково-щелочной серии континентальных окраин распространены в Японском море также незначительно и известны только на материковом склоне Юго-Восточного и Восточного Приморья. Они аналогичны породам палеоцен-раннеэоценовой кузнецовской свиты Приморья.

Щелочные базальтоиды слагают отдельные вулканические постройки по обрамлению Цусимской котловины, в том числе острова Уллындо, Чукто и Дого. Время их образования, как и аналогичных вулканитов на прилегающей суше (о-в Хонсю, п-ов Корея), – плиоцен-четвертичное. Образования четвертого типа слагают вулканические горы и небольшие хребты в глубоководных котловинах Центральной и Хонсю, а также формируют наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей. Время их образования – средний миоцен – плиоцен, при этом основная часть определений отвечает позднему миоцену.

Базальты, аналогичные океаническим толеитам (пятый тип) и вскрытые скважинами глубоководного бурения, формировались в раннем миоцене.

Вулканиты окраинно-континентального типа в Японском море формировались в течение двух периодов – в позднем мезозое и в позднеолигоцен-раннемиоценовое время. Вулканиты позднемезозойского возраста известны только на материковом склоне Восточного Приморья и, по сути, отражают один из этапов развития Восточного Приморья. Вулканические породы этого типа позднеолигоцен-раннемиоценового возраста (раннетрахиандезитовый и андезитовый комплексы) широко распространены в Японском море. Они известны на всех крупных возвышенностях моря, имеющих «субконтинентальный» тип земной коры. Широкое развитие вулканических пород этого типа указывает на то, что они отражают один из важнейших этапов в развитии впадины Японского моря.

Итак, анализ вулканизма Японского моря позволяет выделить здесь 4 тектономагматических этапа: 1 – позднемезозойский; 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовый; 3 – средний миоцен-плиоценовый (позднемиоценовый); 4 – плиоцен-голоценовый. Следует отметить, что выделенные этапы имеют далеко неравноценное значение в формировании и эволюции впадины Японского моря, в течение одного и того же этапа на разных структурах Японского моря проявились различные формацинногеохимические типы вулканизма.

Так, позднемезозойский этап, породы которого известны только на материковом склоне Приморья, по сути, отражает этап геологического развития (и довольно мощный) прилегающей части континента, а не впадины Японского моря. Позднеолигоцен-раннемиоценовый этап – это один из наиболее мощных и важных в формировании впадины Японского моря. В это время идет интенсивное дробление крупных возвышенностей (этот отражают вулканиты окраинно-континентального типа), закладывается и образуется котловина Хонсю (формируются океанические толеиты) и в целом формируется современная рама Японского моря. Рубеж олигоцена и миоцена – один из важнейших в образовании котловин окраинных морей. В это время формируются котловина Южно-Китайского моря, котловины Сикоку и Паресе-Вела в Филиппинском море, Южно-Фиджийская котловина и др. Средний миоцен-плиоценовый этап менее мощный, чем предыдущий, но он тоже сыграл определенную (свою) роль в эволюции впадины Японского моря. В этот период активизируются глубинные разломы – формируются постспрединговые вулканические постройки в котловинах и наложенные постройки на крупных возвышенностях (образуются вулканиты, характерные для этих структур), а также изливаются континентальные толеиты на материковом склоне Южного Приморья. Плиоцен-голоценовый (четвертый) этап, скорее всего, является наиболее слабым тектономагматическим этапом в Японском море. В основном он проявился в юго-западной части моря и, вероятно, обусловлен продолжающейся активизацией глубинных разломов. Этот этап характеризуется в Японском море, как и на прилегающей суше (Корея, Юго-Западная Япония, Приморье), характеризуется щелочным вулканизмом.

Таким образом, изучение вулканизма Охотского и Японского морей позволяет выделить в этих морях тектономагматические этапы, которые согласуются с этапами, известными в других окраинных морях, и в целом соответствуют тектономагматическим этапам всей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

В.Л. Сывороткин, С.Т. Подгорнова¹

К вопросу о характере и скорости современных тектонических движений на южном фланге Курильской островной дуги

Прекрасным маркером современных тектонических движений Курильской дуги является верхнеплиоценовая формация платоэффузивов. Они встречаются на различных островах, а также на Камчатке. Лучше всего представлены на о-ве Кунашир, где слагают разобщенные плосковершинные возвышенности – плато. Ранее к этой формации исследователи относили здесь только вершинные плато горы Треугольник и горы Фрегат, а также Южно-Курильское плато, на котором расположен г.Южно-Курильск.

В период с 1982 по 1992 гг. нами было предпринято специальное изучение вопроса о распространенности формации платоэффузивов. С этой целью маршрутом был пройден весь западный (охотский) берег острова от м. Ивановский на юге до м. Докучаева на севере. Было обна-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ружено еще несколько выходов лавовых толщ, морфологически идентичных вышеназванным.

Самый полный разрез формации платоэффузивов вскрыт на охотском берегу на склонах горы Фрегат, где можно наблюдать 12–15 лавовых потоков толщиной от 2–5 м до 15–20 м (обычно 10–12 м). Общая мощность до 250–300 м. Потоки сложены базальтами, андезитобазальтами и андезитами серого, сиреневато-серого цвета.

В основании потоков часто встречается тонкоплитчатая отдельность, в мощных потоках – столбчатая или призматическая. В кровле и основании потоков обычны красные шлаковые окисленные корки, указывающие на наземный характер извержений. Залегание лавовых толщ близгоризонтальное, углы наклона не превышают первых градусов.

Между лавовыми потоками фиксируются осадочные морские прослои (3–5 м) с большим количеством пемзовых обломков гравийногалечной и псаммитовой размерности, указывающие на то, что уровень суши при излияниях лав был близок к морскому, а после них остров временно погружался под воду. Обнаруженные нами в устье руч. Охотский фациальные переходы лавовых плато в фаунистически охарактеризованные осадочные отложения головнинской свиты позволили нам датировать первые поздним плиоценом. Эта датировка была подтверждена определением абсолютного возраста самих лав (3.07±0.05 млн лет), выполненного по нашей просьбе и при посредничестве д-ра Дж. Бейли из Копенгагенского университета в Лондонской лаборатории [4].

Здесь же на западном побережье о-ва Кунашир южнее пос. Назарова нами был обнаружен рой мощных (до 10 м) вертикальных даек субширотного простирания, примыкающих к основанию лавовых плато и идентичных последним по химическому и минеральному составам. Этот факт указывает на трещинный характер излияний и позволяет оценить геодинамический режим формирования платоэффузивов о-ва Кунашир как режим растяжения, характерный для рифтовых, но не островодужных структур.

При отнесении кунаширских плато к рифтовой формации, становится понятной их петрохимическая уникальность (очень низкое содержание K₂O) в формационном ряду Курильской островной дуги, где их аналогов мы не находим.

Для определения специфики платоэффузивов Кунашира в ряду других рифтовых формаций, мы сравнили их по химическому составу с вулканитами континентального и срединно-океанского рифтов. Учитывая, однако, что наши рифтовые толеиты территориально находятся на островной дуге, мы провели их сравнение и с островодужными толеитовыми базальтами. Для такого сравнения нами были взяты базальты толеитовой серии вулкана Тятя. Этот вулкан расположен на том же острове (Кунашир) и сформирован в четвертичное время, что снимает вопрос о возможных различиях, связанных со стадией развития островной дуги, а также характером ее основания. Оба эти параметра могут оказывать существенное влияние на петрогеохимические характеристики островодужных толеитов. Следует помнить и о том, что вулкан Тятя расположен на окраинно-океанском разломе и отражает некую степень деструкции континентальной коры.

Сравнение перечисленных объектов проведено путем нормирования средних составов толеитовых базальтов по среднему составу толеитового базальта срединно-океанских хребтов [2]. Наиболее четкие различия обнаружены в содержании трех компонентов К, Р, Ті. Содержание калия коррелирует с глубинами магматических очагов и со степенью деструкции земной коры. Максимальные глубины очагов и минимальную степень деструкции имеет континентальный рифт, минимальные глубины и максимальную деструкцию – океанический. Островодужные толеиты (вулкан Тятя) и толеиты окраинно-океанского рифта (плато ова Кунашир) занимают промежуточное положение. При этом первые из них тяготеют к континентальным толеитам, вторые – очень близки к срединно-океанским. Картина относительного содержания P_2O_5 имеет сходный с калием характер. Третий пик – в содержании TiO_2 . Континентальные толеиты значительно обогащены им. Островодужные толеиты – базальты вулкана Тятя и базальты задугового рифта (плато) обнаруживают существенный дефицит титана относительно MORB, что является примечательной и известной чертой всех вулканитов Западно-Тихоокеанского рифта (Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент– океан). Распределение титана является наиболее контрастным из всех петрогенных элементов для сравниваемых типов рифтов и может служить их классификационным признаком. По спектру петрогенных элементов толеиты окраинно-океанского рифта больше всего отличаются от толеитов рифта континентального.

Южно-Курильские платоэффузивы, сопряженные с Южно-Охотским рифтом в месте его максимального раздвига, являются низкокалиевыми толеитами, излившимися по трещинам в геодинамической обстановке растяжения. Все это в комплексе и позволяет нам отнести платоэффузивы о-ва Кунашир к рифтовой формации. Однако появление ее на островной дуге – это только отражение рифтового магматизма, который прошел, вероятно, в полном объеме в центральных частях Курильской котловины. На островной дуге подводящими каналами для мантийного материала послужили оперяющие рифт субширотные разломы.



Рисунок. Уровень современного залегания толщ платоэффузивов на о-ва Кунашир

Толщи: 1 – руч. Дальний, 2 – гора Герасимова, 3 – возвышенность 654.8, 4 – гора Треугольник, 5 – гора Фрегат, 6 – руч. Охотский, 7 – мыс Ивановский

С постплиоценового времени, когда собственно и была сформирована современная структура зоны перехода, непрерывно продолжается вздымание Курильской островной системы. Этот подъем вызван наличием аномально разогретой мантии под островами и фиксируется как геофизическими методами (гравитационная аномалия Буге над островной дугой), так и геологическими данными, геоморфологическими наблюдениями, и малоглубинными землетрясениями.

Наиболее интенсивно поднимается южный фланг дуги, где тепловые аномалии наиболее значительны. Характер этого движения отражен на рисунке, где показано современное залегание платоэффузивов о-ва Кунашир. Они очерчивают свод кунаширской моноклинальной структуры, сформированной в постплиоценовое время.

Хорошо видно, что территория острова испытала за это время (3 млн лет) неравномерное блоково-клавишное вздымание, в северной части весьма значительное (до 1000–1100 м), на юге – всего лишь на 200–300 м. При этой оценке мы учитывали, что в раннем плейстоцене уровень моря был ниже современного на 200–300 м [1]. Отметим, что на севере Кунашира, в зоне поперечного грабена, приуроченного к зоне пересечения дуги окраинно-океанским разломом Ионы [6], плато опущены на 700 м. К этому грабену приурочен действующий вулкан Тятя и лавово-экструзивный купол горы Руруй.

Сопряженная с разогретым островодужным блоком холодная океанская мантия испытывает относительное погружение с образованием компенсационной структуры – глубоководного желоба. Интенсивность этого процесса, сопряженного и разнонаправленного относительного перемещения породных масс на стыке дуга–океан, приводит к частым землетрясениям в пределах именно этих структур. Ведущая роль процессов вздымания островодужного блока подчеркивается тем, что подавляющая часть землетрясений сконцентрирована под ним. Наклон этого роя мелкофокусных землетрясений обеспечен процессами наплывания разогретых масс островодужной мантии на холодную мантию океана и встречным и опосредованным погружением океанской литосферы под дугу.

Глубокофокусные землетрясения в зоне перехода континент-океан связаны с поперечными окраинно-океанскими разломами [3]. Они вызваны подъемом глубинных флюидов, их накоплением под крышкой континентальной коры и взрывом скопившихся флюидных масс.

Литература

1. Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.

2. Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 486 с.

3. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.

4. *Сывороткин В.Л., Русинова С.В.* Есть ли лавовые плато на о.Кунашир? // Тихоокеан. геология. 1989. № 4. С. 103–108.

5. Сывороткин В.Л., Русинова С.В. Платоэффузивы о. Кунашир – рифтовая формация на островной дуге // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 180–188.

6. Сывороткин В.Л. Окраинно-океанические разломы зоны перехода и их роль в современных геологических процессах // Programe and Abstacts, XII JNQUA Congress, Ottawa, Canada, 1987. Р. 274.

Ю.Й. Сыстра¹

Проявление наложенных тектонических движений на северо-западной окраине Русской плиты

Северо-западная краевая часть Русской плиты сложена осадочными породами эдиакара (вендский комплекс) – палеозойского возраста и считается устойчивой, где горизонтальное залегание толщи мало осложнено складками и разрывными нарушениями. Сеть разломов и линеаментов здесь менее густая, чем на прилегающей части Фенноскандинав-

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

ского щита [7], но их ориентировка практически такая же. Возможно, они являются обновленными разломами докембрийского фундамента. Складки в осадочном чехле проявляются редки. Наиболее крупные, с размахом крыльев до 400 м и амплитудой до 100 м, линейные складки (азимут СВ 30–35°) описаны В.С. Кофманом [5] в верхнедевонских песчаниках с прослоями глин на восточном берегу Онежского озера у основания Андомской горы. Их образование связывается с направленным давлением наступавшего ледника, однако остается непонятным, почему при этом формировались близкие к идеальным складки изгиба, а деформированный блок оказался таким прочным, что образует на берегу озера вертикальный 30–35-метровый уступ.

Относительно детально изучены наложенные тектонические нарушения в северо-восточной Эстонии, где в верхнеордовикской карбонатной толще расположено месторождение горючих сланцев. Более 90 лет проводится добыча горючих сланцев карьерным и шахтным способами, пробурено тысячи разведочных скважин.

Мелкие складки и разрывы встречаются часто, а первое крупное линейное складчато-разрывное нарушение северо-восточного простирания было обнаружено в 1943 г. при закладке Ахтмеской шахты. Пологая и асимметричная в поперечном разрезе антиклинальная складка на юговосточном крыле осложнена разломом и зоной дробления, где широко развит карст. Аналогичные нарушения были выявлены в других шахтах. При добыче горючих сланцев зоны крупных нарушений обходят стороной или оставляют между шахтными полями. В них горючие сланцы окислены и не имеют практического интереса, а прохождение зон опасно из-за разломов и карстовых зон.

После выявления новых зон нарушений было решено Ахтмескую зону детально изучить. В 1975–1978 гг. была пройдена половина зоны, включая самую нарушенную часть. Раньше считали, что нарушение состоит из ряда ступенчатых сбросов [3] или представляет собой флексуру, местами осложненную сбросами и зонами дробления [1]. Непосредственные наблюдения показали, что зона имеет складчатое строение [4]. Суммарная вертикальная амплитуда нарушения достигает 13 м. Всего в пределах Прибалтийского сланцевого бассейна выявлено бо-

Всего в пределах Прибалтийского сланцевого бассейна выявлено более 10 крупных зон нарушений и множество более мелких, которые в плане часто слабо изогнуты, состоят часто из нескольких параллельных, кулисами расположенных зон и имеют преимущественно CB 30–50° простирание [6, 8, 9; и др.]. Их ширина составляет от сотен метров до 3– 4 км (рис. 1), длина достигает десятков километров, а вертикальная амплитуда равна 25 м.



Рис. 1. Линейные тектонические нарушения северо-восточной части Эстонии

древние захороненные долины, которые прорезают горючие сланцы до основания; 3 – складчато-разрывные нарушения с - линейные складчаторазрывные зоны: Асериская (1), Сондаская (2), Ахтмеская (3), Вийвиконнаская (4), Сиргалаская (5) и образованиями с 1 - линеаменты, прямолинейные участки речных долин, протяженные уступы в рельефе суши и прибрежного моря; 2 региональным несогласием; 6 – граница промышленного месторождения горючих сланцев (кукерситов) в Эстонии широким проявлением глубинного карста, гидротермальной минерализации и доломитизации; 4

В 2005 г. при разработке карьера Пыхья-Кивиыли было вскрыто но-вое Сондаское нарушение, наличие которого было ранее установлено по данным электрической разведки методом дипольного зондирования и буровыми скважинами. Карьер расположен на краю сланцевого бассейна, где глубина залегания промышленного пласта не превышает 10 м. Наблюдения за вскрытием и ходом работ в течение двух лет позволили получить полный поперечный разрез нарушения через весь пласт сланца до подстилающих известняков. На плоской равнине под тонким слоем почвы и морены выходят ордовикские известняки с горизонтами горючих сланцев. Весь разрез ордовика очень полого, в среднем 2.8 м / км, падает на юг. Зона нарушения имеет ширину 200 м и четкие границы. За пределами зоны продолжается выдержанное моноклинальное залегание. Вся зона состоит из открытых синклинальных и антиклинальных складок, которые на крыльях или в центральной части осложнены разломами и трещиноватыми зонами; по ним интенсивно развит карст. Коренные породы замещены синеватой карстовой глиной с обломками известняка и участками окисленных горючих сланцев. Ширина полос карстовых глин достигает 10 м, нередко встречаются воронкообразные в разрезе полосы. По всей ширине горючие сланцы оксидированы и имеет темнобурый цвет, на границе с карстовой глиной часто наблюдается черная полоска. Полосы карстовой глины продолжаются ниже сланцев в известняках. У южной границы нарушения в ядре антиклинальной складки между двумя полосами карстовой глины был встречен участок гидротермальной минерализации кальцитом, пиритом и галенитом (рис. 2).

термальной минерализации кальцитом, пиритом и галенитом (рис. 2). Прозрачные призматические кристаллы, найденные в пустотах, обычно образуются при температуре между 100 и 200° С [10]. Поперечный разрез нарушения быстро меняется, в разрезе в 60 м к СВ краевые карстовые полосы были шире, а в самом северо-восточном конце нарушения наблюдались крутые взбросы и пологие надвиги. Правильное строение складок изгиба, наклон большинства зон на СЗ, широкое развитие гидротермальной минерализации и доломитизации свидетельствуют о региональном характере тектонических движений, вызывавших формирование этих складчато-разрывных нарушений. Поскольку в сланцевой толще встречаются трещины, заполненные песчаниками, и зоны карста, которые прослеживаются в карьерах под среднедевонскими мергелями и песчаниками, можно сделать вывод, что эти структуры формировались в ходе отраженных каледонских движений в Северо-Восточной Эстонии в конце силура – начале девона. Отдельные мелкие и средние пологие складки встречаются часто между крупными зонами, а одна складчато-разрывная зона известна в кембрийских песчаниках в пределах г. Таллинна.



Описанные выше зоны пересекаются глубокими прямолинейными долинами рек, в боковых породах которых наблюдается повышенная трещиноватость. Для площади, где выходят ордовикские породы, характерны зоны и линеаменты северо-западного простирания, в то время как для площади выходов девонских пород преобладают открытые и захороненные под четверичными отложениями долины меридионального и северо-восточного простирания. Все это указывает на неоднократные наложения тектонических движений в краевой части Русской плиты после формирования палеозойской толщи осадочных пород.

Литература

1. Вахер Р.М., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1962. Т. 10. С. 319–335.

2. Газизов М.С. Исследование закономерностей развития карста в Прибалтийском сланцевом бассейне и его влияние на горные работы: Автореф. докт. дис., Таллин: АН ЭССР, 1972. 43 с.

3. Гатальский М.А. Микродислокации и трещиноватость пород в районе Прибалтики и их значение в миграции и распределении флюидов // Тр. ВНИГРИ. 1959. Т. 131. Геол. сб. 4. С. 65–77.

4. *Каттай В., Вингисаар П.* Строение Ахтмеского тектонического нарушения // Изв. АН ЭССР. Геология, 1980. Т. 29, № 2. С. 55–62.

5. Кофман В.С. Андомская гора // Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В.И. Ленина. Л.: Наука, 1968. С. 132–133.

6. Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев-кукерситов / Ред. В. Пуура. Таллин: Валгус, 1986. 82 с.

7. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.

8. *Туулинг И*. Структура восточной части Прибалтийского бассейна горючих сланцев и фосфоритов // Изв. АН ЭССР. Геология. 1988. Т.37, № 2. С. 56–69.

9. *Puura V., Vaher R.* Cover structure // A. Raukas, A. Teedumäe. Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. 436 p.

10. Rösler H.J. Lehrbuch der Mineralogie. Leipzig, 1979. 832 s.

Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных

Триасовый магматизм Южного Урала в течение многих лет рассматривался исключительно как базальтоидный и связывался только с туринской вулканической серией Челябинского грабена. В результате самых последних исследований, проведенных на Южном Урале геологическим факультетом МГУ, были получены, в частности, новые данные по геохимии большинства магматических комплексов (включая и туринскую серию [1]), а также данные об изотопном возрасте ряда гранитоидных массивов. Часть этих датировок [2], касающаяся двух весьма специфических комплексов, дает среднетриасовый возраст (223–238 млн лет). Эти, фактически первые достоверные данные о мезозойских гранитоидах Южного Урала позволяют по-новому взглянуть на его геодинамику в триасе.

Туринский вулканический комплекс трахибазальтовый. Вулканиты туринской серии представлены главным образом высокотитанистыми, существенно натриевыми трахибазальтами, реже исландитами. Несмотря на то, что триасовые базальтоиды Челябинского грабена выглядят естественным продолжением на запад сибирских траппов, они несколько отличаются от них по химизму. Распределение микроэлементов в туринских вулканитах характеризуется более высокими содержаниями Rb. Отношение Rb/Sr в среднем составляет 0.1, что значительно выше, чем в траппах Сибири (0.04). В распределении РЗЭ отмечается незначительное накопление легких лантаноидов (La/Yb = 2.08-2.29) и очень небольшой европиевый минимум. От сибирских траппов туринские базальты отличаются более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ.

Кисинетский гипабиссальный комплекс гранит-порфировый. Среднетриасовые гранит-порфиры впервые выделены нами [3] под названием «кисинетского гипабиссального комплекса». Комплекс представлен несколькими крупными дайками северо-северо-восточного простирания, прорывающими позднедевонскую толщу шошонит-латитового состава в 3–4 км восточнее пос. Великопетровка, а также несколькими слабо вытянутыми на северо-северо-запад телами к юго-востоку от пос. Горный. Дайки имеют длину от 300 до 1000 м и мощность от 5 до 20, реже до 50

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² ВНИИ "Океангеология", Санкт-Петербург, Россия

м. Они хорошо обнажены и слагают в рельефе невысокие гривки и гряды. В центральных частях дайки представлены розово-серыми, светлосерыми гранит-порфирами с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и калинатриевого полевого шпата. В эндоконтактах они обычно имеют флюидальную текстуру с мелкими обособлениями, напоминающими фьямме. Минералогической особенностью гранит-порфиров является присутствие акцессорных флюорита и колумбита.

Гранит-порфиры кисинетского комплекса имеют повышенную кислотность (SiO₂ = 75–76%) и щелочность (K₂O+Na₂O = 8.5–9.1%). Для них характерно резкое обогащение Nb (> 100 г/т), Rb (600–900 г/т), Cs и Ta, повышенные концентрации Th, U, тяжелых РЗЭ, минимальные концентрации Sr и глубокий Eu минимум на фоне почти горизонтального спектра нормированных концентраций РЗЭ.

Измеренные параметры Rb-Sr изотопной системы в валовых пробах и полевых шпатах обнаруживают хорошую линейную корреляцию в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которая соответствует изотопному возрасту 238 ± 1.8 млн лет (СКВО = 1.2). Аномально высокое начальное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7582 сочетается с обычным для гранитных пород мезозойского возраста начальным отношением ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512411.

Имеющиеся геохимические и изотопные данные согласуются с моделью, предполагающей, что источником мезозойских гранитных пород Восточно-Уральской мегазоны служили метасоматически измененные граниты или гнейсы верхней коры [4]. Двухстадийный модельный Nd возраст кисинетских гранит-порфиров Восточно-Уральского поднятия Южного Урала (789 млн лет) является максимально возможным для корового источника с выбранным Sm/Nd отношением при допущении, что этот источник был изменен непосредственно перед его частичным плавлением в мезозое.

Малочекинский плутонический комплекс щелочных гранитоидов. Щелочные гранитоиды малочекинского комплекса известны на Южном Урале довольно давно, с начала проведения крупномасштабных геологосъемочных работ. Более подробно они изучались С.Г. Червяковским в 70–80-х годах прошлого века [5].

Малочекинский комплекс слагает пять относительно крупных массивов в пределах Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Чекинский, Богдановский, Малочекинский, гор Длинная и Кудрявая и их сателлиты. В плане интрузивы имеют схожую морфологию, они вытянуты меридионально. Размеры тел от 1×2 км до 4×7 км. Интрузивы располагаются в виде двух параллельных цепочек меридионального простирания и приурочены к двум региональным взбросо-сдвигам, имеющим крутое (50– 70°) падение на запад. Восточные контакты массивов тектонические, сопровождающиеся мощными зонами рассланцевания и катаклаза, а западные – нормально интрузивные с широкими зонами роговиков.

Комплекс сложен породами двух интрузивных фаз, причем для гранитоидов характерна антидромная последовательность внедрения. К первой фазе относятся щелочные граниты и щелочные граносиениты, ко второй – щелочные сиениты. Все породы обладают в той или иной степени выраженной порфировидной и преимущественно мелкозернистой структурой. Они относятся к малоглубинным образованиям.

Породы комплекса в зависимости от кислотности содержат от 15 до 30% щелочных темноцветных минералов: (1) амфиболы ряда феррорихтерит–рибекит–арфведсонит и (2) пироксены ряда эгирин–геденбергит. Эти минералы присутствуют в породах в разных соотношениях, поэтому кроме амфибол-эгириновых разностей встречаются и чисто амфиболовые, и чисто пироксеновые. Эгирины, как правило, высокотитанистые, часто с повышенными концентрациями циркония.

В гранитоидах малочекинского комплекса отмечаются высокие содержания щелочей, причем содержания K₂O с увеличением кислотности увеличиваются, а Na₂O – уменьшаются. Для пород характерны очень высокие концентрации РЗЭ (суммарно до 500 г/т), особенно – тяжелых РЗЭ. Концентрации микроэлементов с большими ионными радиусами и легких лантаноидов примерно соответствуют таковым в верхней коре, а концентрации высокозарядных и тяжелых РЗЭ существенно их превышают. Породы резко обеднены Sr.

В настоящее время получено пять Rb/Sr минеральных изохрон по валовым пробам, полевым шпатам и щелочным амфиболам: щелочные сиениты – 223 ± 10 млн лет (CKBO = 0,39); щелочные граносиениты – 238 ± 19 млн лет (1.14); щелочные граниты – 226.1 ± 4 млн лет (0.81); 229.3 ± 2.1 млн лет (0.082); 229.7 ± 3.6 млн лет (1.4). Расчет по пяти валовым пробам дает изотопный возраст 237 ± 21 млн лет, который и является, вероятно, наиболее достоверным. Чуть более молодые цифры скорее всего отражают более позднее флюидное событие, приведшее к некоторому перераспределению Rb и Sr между минералами, но существенно не повлиявшее на изотопную систему. Низкое начальное отношение 87 Sr/ 86 Sr = 0.70510 сочетается с обыч-

Низкое начальное отношение 87 Sr/ 86 Sr = 0.70510 сочетается с обычным для гранитных пород мезозойского возраста начальным отношением 143 Nd/ 144 Nd = 0.512837. Двухстадийный модельный Nd возраст источника щелочных гранитоидов малочекинского комплекса приходится на границу палеозоя и докембрия – 547 млн лет. Эти данные свидетельствуют о том, что мезозойские щелочные гранитоидные расплавы Магнитогорской мегазоны имели существенно обогащенный глубинный ис-

точник, который претерпел предварительную флюидную подготовку со значительным привносом высокозарядных элементов и калия.

Геодинамическая интерпретация. Полученные результаты позволяют сделать некоторые выводы относительно геодинамических обстановок формирования мезозойских гранитоидов Южного Урала. Их внедрение приходится примерно на границу анизийского и ладинского веков среднего триаса. С начала триаса регион находился в режиме широтного растяжения, в результате которого на границе Восточно-Уральской и Зауральской мегазон развивалась шовная рифтогенная структура (Челябинский грабен) с интенсивным базальтоидным вулканизмом.

На рубеже анизийского и ладинского веков обстановка растяжения сменилась транспрессией (вероятнее всего, правой), и Челябинский рифт трансформировался в рамп. В результате смены геодинамической обстановки, которая привела к закрытию подводящих каналов, излияния базальтов прекратились. Вместе с тем, мощный приток тепла сохранился и реализовался в формировании коровых очагов на западном плече рифта, в пределах Восточно-Уральской мегазоны, где мощная континентальная кора сформировалась еще в ранней перми. Как следует из приведенных выше данных, плавлению предшествовала интенсивная флюидная переработка корового субстрата, а само частичное плавление было минимальным, что предопределило крайне кислый состав гранитпорфиров кисинетского комплекса. Магматические очаги возникли в непосредственной близости (около 12 км) от рампа, однако следует полагать, что среднетриасовое тепловое событие охватило гораздо большие пространства. В условиях правосторонней транспрессии система правых меридиональных сдвигов возникла и на удалении около 100 км от Челябинского генерального сдвига, в восточной части Магнитогор-ской мегазоны. Массивы малочекинского комплекса формировались в локальных зонах присдвигового растяжения, внедряясь из глубинных очагов, в которых плавлению предшествовала интенсивная флюидная переработка субстрата; возраст последнего, вероятно, отвечает границе палеозоя и докембрия.

Литература

1. *Тевелев А.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 124 с.

2. Тевелев А.В., Попов В.С., Кошелева И.А., Беляцкий Б.В. Среднетриасовые гранит-порфиры Южного Урала: геология, геохимия, изотопный состав и геодинамическая интерпретация // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007.

3. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М.: Геол. фак. МГУ, 2006. 300 с. (Тр. лаб. геол. складчатых поясов; Вып. 4).

4. Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3–18.

5. *Червяковский С.Г.* Основные черты геохимической специализации щелочных гранитоидов Магнитогорского мегаантиклинория // Редкие элементы в гранитоидах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.

Арк. В. Тевелев, Е.А. Базилевская, Б.В. Георгиевский¹

Пост-коллизионные структурные дуги в новейшей тектонике Южного Урала

I. Восточно-Уральское плато и осевые хребты Южно-Уральской горной страны занимают резко различающиеся ярусы регионального рельефа, и различия их высот доходят до 1000 м и более. Для понимания истории новейшего развития этой территории принципиальным является установление причин такой зональности рельефа. Является ли она следствием селективной денудации в пределах единой структурно-геоморфологической провинции, или она отражает структуру современных вертикальных движений, и, в этом случае, связана она с пластическими (сводовыми) или/и разрывными деформациями? Является ли она остаточной с относительно древних времен, или ее развитие продолжается и сегодня, и если так, каким образом выражены свидетельства этой активности? Для решения этих вопросов мы провели два цикла взаимосвязанных исследований. Во-первых, мы проанализировали рельеф в области перехода между Восточно-Уральским плато и осевыми поднятиями Южного Урала, сопоставили его со структурой основания, нашли хорошо изученные аналоги этого типа морфотектоники и провели детальный анализ условий и механизмов его образования. Во-вторых, мы изучили признаки новейших деформационных событий в поясе наиболее выраженных хребтов и гряд региона, наиболее детально в пределах осевого в бассейне Урала Чекинского хребта и соседних с ним гряд и вершин.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Термин «структурные дуги» уже несколько десятилетий используется в тектонике, имея множество значений и оттенков. В ранних работах он служил для обозначения дугообразных горно-складчатых сооружений, и в этом смысле являлся синонимом терминов «ороклин», «орогенная дуга», «тектоническая дуга». Наряду с этим, термин «структурные дуги» употребляется для обозначения специфических структурногеоморфологических образований – выраженных в рельефе групп или пакетов складок, обычно изогнутых в плане и имеющих полосчатую морфологию, легко обнаруживаемую на дистанционных изображениях и моделях рельефа. В целом это понятие является морфотектоническим, оно объединяет деформационные единицы с близкими характеристиками тектонически-зависимого рельефа. Структурные дуги обычны на фронтах коллизионных горных сооружений во всех сегментах Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Как правило, они представлены прямо выраженными в рельефе цепочками молодых антиклинальных складок (хребтов и гряд), которые с разделяющими их синклиналями – впадинами включены в системы соскладчатых разрывов надвиговой и сдвиговой кинематики.

Для всех хорошо исследованных примеров синколлизионных структурных дуг характерно, что они развиваются в зонах пододвигания фундамента внешних или межгорных впадин под горные сооружения и наращивают в сторону тыловых впадин более массивные и геоморфологически более однородные коллизионные горные сооружения, вместе с которыми формируют складчато-надвиговые пояса. То есть, они могут рассматриваться в качестве континентальных аналогов аккреционных клиньев и интерпретироваться в понятиях коллизионной аккреции.

торыми формируют складчато-надвиговые пояса. то сеть, они могут рассматриваться в качестве континентальных аналогов аккреционных клиньев и интерпретироваться в понятиях коллизионной аккреции. Однако, наряду с альпийскими синколлизионными структурными дугами, широко распространены морфологически подобные им структуры, развитые на фронтах орографически выраженных древних складчатых поясов и сложенные древними (доальпийскими) комплексами. Такие структурные дуги обнаруживаются в составе практически всех внутриплитных орогенов, коллизионная история которых завершилась в палеозое-мезозое, или даже в более ранние времена. Иногда они рассматриваются как остаточные структуры, возникшие за счет далеко зашедшей селективной денудации древнейших горных сооружений, но во многих случаях они выстраивают достаточно высокий и, по многим основаниям, молодой рельеф, сопоставимый с рельефом альпийский сооружений. Более того, на них обнаруживаются молодые и современные рельефообразующие разрывные и складчатые деформации. Собственные механизмы их образования изучены очень слабо, так что существование и развитие этих специфических объектов представляет собой фундаментальную проблему. Мы предполагаем, что их развитие – как и коллизионных структурных гряд – связано с приповерхностной (thin-skinned) тектоникой, отражающей деформации достаточно тонких оболочек над относительно неглубоко залегающими срывами – детачментами, так что в целом существует возможность тектонической интерпретации этих образований в рамках модифицированных аккреционных моделей. II. Основные геоморфологические элементы восточного склона Юж-

II. Основные геоморфологические элементы восточного склона Южного Урала представлены (с запада на восток): хребтом Уралтау (1), Сакмаро-Кизильской впадиной (2), зоной Фронтальных хребтов (3), зоной восточных предгорий Южного Урала (4), впадиной долины р. Урал (5), Урало-Тобольским (или Восточно-Уральским) плато (6). Эти морфологические зоны приурочены к крупным геологическим структурам, их конфигурация отражает тектонические особенности субстрата. Однако вертикальная составляющая рельефа практически полностью определяется новейшими, альпийскими движениями, контролирующими гипсометрическое положение тектонических единиц фундамента. Поэтому и региональный, и локальный рельеф в регионе отражает сложное сочетание структурных, литоморфных и неотектонических факторов. III. Хребет Большой Чеки является доминирующим элементом Чекин-

III. Хребет Большой Чеки является доминирующим элементом Чекинской гряды, расположенной в центральной части впадины долины Урала. Хребет представляет собой систему разновысотных блоков высотой 375– 558 м. Детальные структурно-геологические и структурно-геоморфологические исследования в районе Чекинского хребта дали основания предполагать молодую, неотектоническую природу этого поднятия. Главные вершины хребта выработаны в массиве шелочных гранодиоритов – монцонитов триасового возраста. Оба контакта массива падают в западном направлении, но внешний, западный контакт – нормальный интрузивный, а фронтальный, восточный – тектонический. Он подставляется по простиранию системами хорошо выраженных, параллельных контакту трещин, составляя с ними единое крупное разрывное нарушение.

составляя с ними единое крупное разрывное нарушение. Структурные исследования на Чекинском поднятии показали, что ориентировка систем трещин Клооса на восточном склоне хребта не соответствует внешней форме массива. Пластовые трещины системы L вблизи контакта задраны в восточном направлении, в то время как на западном склоне массива трещины этой системы имеют нормальную (первичную) ориентировку. Восточный контакт массива, таким образом, и в альпийской структуре представляет собой взбросо-надвиг.

Практически перед всем фронтом Чекинского поднятия расположена продольная составная долина шириной 0.5–1 км. Долина заполнена подставляющимися отрезками закономерно ориентированных притоков Большой Караганки и прижата к основанию Чекинского поднятия. На-
блюдаемая комбинация морфоструктурных особенностей отражает, вероятно, сдвиго-надвиговую кинематику краевого разрыва молодого Чекинского поднятия, в зоне которого развивается асимметричная современная синклиналь, морфологически выраженная долиной.

Предполагаемая деформационная обстановка левосторонней транспрессии выражена также в закономерностях продольной сегментации Чекинского поднятия. Дугообразными и ломанными в плане нарушениями оно разбито на блоки, диагональные составляющие разрывов представлены сбросами и сбросо-сдвигами, которые разграничивают грабенообразные блоки проседания от горстов основных вершин. Ширина блоков составляет в среднем 600–900 м, их протяженность порядка 2–3.5 км. Поверхности сбросо-сдвигов выражены «живыми» эскарпами, к ним приурочены мощные оползневые и обвальные тела, ограниченные оползневым швами и стенками отрыва с молодыми и современными каменными завалами, «пьяным» лесом, выходами подземных вод. Продольная сегментированность Чекинского поднятия, вероятнее всего, образовалась за счет его неравномерного поднятия в условиях почти диагонального (ЗСЗ – ВЮВ) сжатия и одновременного продольного растяжения, сопоставимого с коллапсом коллизионных систем.

IV. Таким образом, восточный склон Южного Урала представляет собой чередование протяженных хребтов субмеридионального простирания и разделяющих их впадин, с закономерным понижением высот и увеличением шага расположения гряд от осевого горного сооружения к Восточно-Уральскому плато. Морфотектоника таких различных по выраженности в рельефе, составу субстрата и масштабу единиц, как осевое поднятие Уралтау, фронтальные хребты Ирендык-Крыктытау-Куркак и краевые Чекинское и Малочекинское водораздельные поднятия, совершенно аналогична. По простиранию поднятия прослеживаются на значительные расстояния, причем их отдельные сегменты кулисно подставляют друг друга. Для хребтов и гряд характерна выдержанная восточная вергентность, выраженная в их асимметрии. Перед восточным фронтом поднятий располагаются также асимметричные, прижатые к основанию хребтов впадины. Границами относительно крутых восточных склонов поднятий и примыкающих асимметричных впадин являются линии взбросо-надвигов, имеющих ту же восточную вергентность. В пределах хребтов и гряд выделяется второй тип активных разрывных нарушений, выраженный в рельефе поперечными и диагональными крутыми тектоническими склонами высотой в десятки метров с преобладающим северо-западным направлением простирания; большинство из этих разрывов имеет сбросовую или сдвиго-сбросовую кинематику. Такое строение хребтов и гряд восточного склона Южного Урала позволяет интерпретировать их в понятиях «структурных дуг». Сходство наборов морфотектонических элементов изученного района с наборами классических регионов коллизионного горообразования предполагает единство деформационных механизмов их формирования.

E.H. TepexoB¹

Структурно-вещественные аспекты эксгумации метаморфических пород (на примере Лапландско-Беломорского и Памиро-Гималайского складчатых поясов)

Факт нахождения на поверхности Земли метаморфических пород является в геологии, пожалуй, одним из немногих, не требующих доказательств, хотя причины их появления большинством исследователей не обсуждаются. Поэтому, за редким исключением, структурно-веществен-ные преобразования, связанные с выводом метаморфических пород к поверхности (эксгумации), изучены плохо. Долгое время господствовали идеи о том, что метаморфические породы, особенно на древних щитах, чрезвычайно медленно эродировались (с докембрия до наших дней) и поэтому они не изменились и на поверхности они такие же, что и были на глубинах 20-40 км. Однако в последние годы появляется все больше данных о том, что эксгумация метаморфических комплексов с этих глубин происходила в весьма сжатые сроки: 10-20 млн лет, а возможно, и быстрее, и это касается не только фанерозойских, но и докембрийских складчатых поясов. Несмотря на успехи радиологических исследований, самая надежная оценка времени эксгумации проводится по возрасту конгломератов, включающих метаморфические породы. Так, метаморфические породы Юго-Западного Памира впервые появляются в конгломератах Таджикской впадины, которые имеют возраст 10–12 млн лет, а метаморфические породы Высоких Гималаев представлены в конгломератах Предгималайского прогиба, имеющих возраст 15 млн лет. То есть можно достаточно определенно утверждать, что кристаллические породы Памиро-Гималайского пояса в разных его частях были эксгумированы почти одновременно на заключительном этапе развития этой структуры. Глобальные причины эксгумации часто остаются неясными, но некоторые структурно-вещественные аспекты этого процесса становятся все более понятными.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

В течение почти всей длительной эволюции Лапландско-Беломорского пояса (ЛБП) (начиная с 3 млрд лет), гранулиты, гранатовые амфиболиты, кианитовые гнейсы не появлялись на поверхности, так как в регионе не встречены конгломераты с галькой этих пород. Только на рубеже 1.8 млрд лет эти породы оказались вблизи поверхности. Время их появления фиксируется внедрением постскладчатых интрузий, которые прорывают метаморфиты, находящиеся уже в зоне хрупких деформаций.

появления фиксируется внедрением постекладчатых интрузии, которые прорывают метаморфиты, находящиеся уже в зоне хрупких деформаций. После работы на площади ЛБП, попав на Памир, многие исследователи, и автор в их числе, увидели множество поразительных признаков сходства в строении, геохимии и особенно в минералогии этих регионов. Наиболее выразительным это сходство оказалось для поздних структурно-вещественных преобразований, олицетворяющих эксгумационную историю комплексов, – пологие, часто субгоризонтальные залегания пород, лежачие складки и купола. Эти структурные парагенезисы ранее рассматривались как элемент зон сжатия (коллизии), и только в последние годы их стали интерпретировать с позиции тектоники растяжения. Многие характерные типы пород, такие как гранатовые амфиболиты, гранат-кианитовые, гранат-клинопироксеновые, гранат-силлиманитовые разности, очковые гнейсы и мигматиты, пегматиты, встречаются в обоих регионах.

Когда, после изучения корундовых проявлений ЛБП, мы обратились к точкам корундовой минерализации Восточного Памира, то были поражены тем, насколько они близки по набору минералов, последовательности их формирования, геохимии пород и процессов, а ведь первые образовались 1.9–1.85 млрд лет назад, а вторые имеют возраст всего 5 млн лет. Общей чертой этих поясов является и формирование постскладчатых щелочных интрузий. В ЛБП они имеют возраст 1.8–1.7 млрд лет, а в Памиро-Гималайском поясе – 20–5 млн лет. Образование этих магматических пород можно связать с тектонической денудацией 20–40 км разреза коры, после чего нижне-среднекоровые породы вышли к поверхности, а нижележащие испытали декомпрессию. Это привело к формированию множества метасоматитов, которые на заключительных этапах эксгумации пород менялся их состав, а перекрывающие их комплексы постепенно раздвигались, уступив им место на поверхности. Выйдя к поверхности, глубинные полупластичные массы сформировали куполоподобные структуры, которые создали условия локального приповерхностного сжатия. Именно локальное сжатие предопределило формирование кольцевых массивов, в том числе и трубок взрыва проявлений постскладчатого магматизма. При этом постскладчатый магматизм наследует заключительные стадии позднескладчатых проявлений, которые так-

же образовывались уже в период эксгумации. Так в ЛБП широко развиты позднескладчатые субщелочные граниты с возрастом 1.90–1.75 млрд лет, приуроченные к основанию гранулитовых пластин. Геохимия этих гранитов, сходная с гранитами А-типа, указывает на обстановку растяжения в период их формирования. Массивы Лицко-Арагубской группы, судя по их возрастам и отношению к дислокациям, также можно рассматривать как переходный комплекс от позднескладчатых к постскладчатым образованиям. В Памиро-Гималайском поясе весьма распространены лампрофиры, которые ассоциируют с Каракорумскими и Памирскими позднескладчатыми гранитными массивами (Балторо, Хунза и др.) с возрастом 22–18 млн лет.

Таким образом, многие структурно-вещественные преобразования в глубинных породах произошли не на пике их метаморфизма, а при их эксгумации в обстановке растяжения. Подобные построения разрушают стереотипы о структурно-вещественной эволюции ЛБП, в частности и других подвижных поясов докембрия вообще, которые основаны на постулате о многократных этапах сжатия. Складчатость, надвиги, высокий метаморфизм необязательно являются следствием режима сжатия. В настоящее время для многих минералов, формирование которых связывалось с высокобарными условиями, показано, что они могут образовываться при низких давлениях. Так, для формирования алмаза не нужны сверхдавления и он может образовываться в любых, вплоть до приповерхностных условиях, то же можно говорить и о его спутнике муассоните [1]. Такие минералы, как гранат, кианит, сапфирин, корунд, силлиманит, шпинель, возможно даже чаще образуются не на пике метаморфических преобразований, а на их спаде [3]. Множество драгоценных камней (алмаз, сапфир, рубин и другие) выращивается в условиях, когда горячий флюид вырывается под давлением, и уже при низких параметрах на специальных затравках происходит кристаллизация того или иного минерала.

Наиболее эффектным примером связи эксгумации с формированием новых пород являются пегматиты Памиро-Гималайского пояса. Именно, в связи с тектоническим подъемом кристаллических пород этого пояса в неогеновое время произошло их массовое образование. Пегматиты и другие метасоматиты образовывались не только в кристаллических породах, но и в вышележащих комплексах. На Балтийском щите пегматиты ЛБП также являются примером подобных образований. Важнейшим фактором эксгумации является декомпрессия, которая

Важнейшим фактором эксгумации является декомпрессия, которая приводит к выбросу флюидов, но другим, не менее важным аспектом является изменение координационного числа многих минералообразующих химических элементов и, прежде всего, алюминия и магния. Следствием этого являются не только изменения объема пород, но и усиление миграционной активности того или иного элемента или их соединений. Для Балтийского щита известно много объектов, в которых по краям блоков, сложенных глубинными породами, развиты образования с гигантскими кристаллами кианита метасоматической природы [4]. В этих породах содержания глинозема достигают 40%. Подобные проявления известны вдоль всех границ Беломорского пояса, а возраст кианитового метасоматоза – 1.8 млрд лет – соответствует времени эксгумации глубинных пород. Аномальные концентрации глинозема известны и вдоль границ других воздымающихся блоков. Но и в самих блоках при их эксгумации образовывались породы с высокими содержаниями глинозема, такие как корундиты, кианититы и гранатиты [3]. Поэтому следует говорить о повышенной способности глинозема к миграции в этот период. Можно предполагать, что и другие химические элементы становятся подвижными при эксгумации. Указанием на факт наличия синэксгумационных флюидных потоков являются, на мой взгляд, кислые породы с положительной Eu аномалией, которые слагают позднескладчатые вертикальные жилы и метасоматические зоны в ЛБП. Эти породы, слагают зоны флюидного дренажа, который имел место на заключительных этапах формирования ЛБП, т.е. во время эксгумации. На глубинах 30–10 км флюид имел восстановленную природу и выносил из пород все микроэлементы (исключая Еu) и переносил их к поверхности, где он окислялся и осаждал переносимые компоненты [2].

Таким образом, эксгумация крупных масс средне-нижнекоровых образований приводит не только к выбросу декомпрессионных флюидов, способствующему повышению температуры в вышележащих комплексах, но и к усилению миграционной способности химических элементов, обусловленному изменением координационных чисел в связи с уменьшением давления. В режиме растяжения формируются такие характерные структуры, как лежачие складки, сбросы, локальные надвиги, купола и прогибы, которые контролируют формирование метасоматитов и связанных с ними проявлений полезных ископаемых. Все это указывает на важность изучения процессов эксгумации для понимания закономерностей формирования современной коры.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №14 и гранта № 06-05-64848.

Литература

1. Гулий В.Н. Поля стабильности алмаза и разработка критериев прогноза и поиска потенциальных алмазных месторождений // Материалы 2-й междунар. конф. «Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений». Киев: УкрГГРИ, 2006. С. 18–37. 2. *Терехов Е.Н.* К проблеме происхождения кислых пород с положительной Еu-аномалией – индикаторов процессов растяжения (восточная часть Балтийского щита) // Докл. РАН. 2004. Т. 397. №5. С. 675–679.

3. *Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.

4. Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Там же. 2004. № 6. С. 611–631.

В.Ю. Тимофеев¹, П.Ю. Горнов², Д.Г. Ардюков¹, Е.В. Бойко¹

Параметры вращения Амурской плиты по GPS данным

Изучение современных движений литосферных плит проводится в настоящее время методами космической геодезии. Метод GPS-измерений является наиболее мобильным, что позволяет проводить исследования в труднодоступных горных районах. Внутриплитные смещения, как в зонах сильных землетрясений, так и для отдельных тектонических плит, разумней изучать, имея максимально точную модель смещения глобальной плиты (в нашем случае Евразии). Из известных моделей вращения Евразии можно отметить геолого-геофизическую модель NNR-Nuvel-1а, модель АРКІМ2000, построенную по экспериментальным данным всех постоянных станций Евразии на эпоху 2000 г. [1, 2]. Неприятной особенностью последней модели является то, что в анализ взяты данные по станциям расположенным на массивных платформах севера континента, а также данные по станциям, центральной и южной частей, где протекает активный разнонаправленный тектонический процесс, отражающийся в современных катастрофических землетрясениях. Учитывая это, при анализе данных по югу Сибири и Дальнего Востока, нам пришлось внимательно рассмотреть модельные оценки и экспериментальные данные по постоянным станциям севера Азии (рис. 1). При этом мы старались не опираться на данные станций, расположенных в зоне многолетней мерзлоты.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия



Фактически рассматривались экспериментальные результаты мировой сети IGS для станций ARTU (Средний Урал), NVSK (Новосибирск), KSTU (Красноярск) и IRKT (Иркутск). Данные по этим станциям показали систематические отклонения (в 2 мм) от оценок по модели NNR-Nuvel-1a и модели APKIM2000. Опираясь на экспериментальные результаты перечисленных выше четырех станций, мы построили модель AR-IR-2006, относительно которой вычисляли аномальные смещения. Особую сложность мы встретили при анализе данных по Дальнему Востоку России, так как к северу от изучаемой зоны очень мало надежных станций, расположенных на платформах Евразии.

При изучении кинематики Амурской плиты и выборе положения пунктов сетевых измерений сложным является вопрос о границах плиты. Если с положением западной и северной границ более-менее ясно, то южная и восточная границы является предметом дискуссий. В целом вопрос о границах и параметрах вращения Амурской плиты остается слабо изученным. Анализ данных, полученных по Сихоте-Алинской сети (Дальний Восток, 2003–2006 гг.) с привлечением материалов по Забайкалью [3], позволяет получить оценки параметров вращения Амурской плиты (рис. 2).

Сихоте-Алинская сеть включает пять пунктов, расположенных по субширотному профилю от китайской границы до Японского моря и базовый пункт ZMEY, расположенный в 50 км к юго-востоку от г. Хабаровска [4].

Параметры твердотельного вращения Евразии по различным моделям и экспериментальным данным постоянных станций, расположенных в полосе Средний Урал – Прибайкалье (ARTU-NVSK-KSTU-IRKT-2006), модель AR-IR-2006.

Модель	Параметры полюса вращения		
	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Скорость, °/ млн лет
NNR-Nuvel-1 ^a	50.631	247.725	0.2337
APKIM-2000	57.9	262.9	0.2587
AR-IR-2006	51.045	255.842	0.2423

В расчеты приняты также результаты по шести станциям, расположенным к юго-востоку от оз. Байкал [3]. Иркутские авторы расчеты проводили относительно станции Иркутск, расположенной на Сибирской платформе. Обработка данных съемки в Приморье проводилась относительно модели AR-IR-2006 твердотельного вращения Евразии (параметры модели приведены в таблице). Анализировалось геоцентриче-



Рис. 2. Параметры вращения Амурской плиты по различным определениям с использованиям с использованием секих данных, GPS данных по Забайкалью и Монголии и наших определений по данным Сихоте-Алинского профиля и данных иркутских геофизиков.

На рисунке приведены характеристики (код пункта и его координаты) Сихоте-Алинской и Забайкальской сетей; показана западная, югозападная и северная границы Амурской ское решение по Сихоте-Алинской сети. Вторая оценка выполнялась с построением геоцентрического решения через относительное (через постоянные станции Кореи SUWN и DAEJ). Учитывая дискуссионность восточной границы Амурской плиты, третье решение мы рассматривали с учетом забайкальских станций и только одного пункта ZMEY на Дальнем Востоке. В этом случае в качестве восточной границы Амурской плиты принят разлом Дун-Ми системы разломов Тан-Лу [5]. Полученные положения полюса вращения плиты оказались очень близки. Эти три решения, а также последние решения по сейсмологическим данным и по данным GPS геодезии, полученным в Забайкалье и Монголии [6, 7] приведены на рис. 2.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-00077); гранта Президиума РАН №16, проект № 3; интеграционных проектов СО РАН №№ 27, 87, 116; Государственного Контракта № 02.515.11.5066 и интеграционных проектов ДВО РАН.

Литература

1. http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html

2. Boucher C. et al. The ITRF 2000 // IERS Technical Note. 2001. N 31.

З. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Кале Э., Ашурков С.В. Современные тектонические деформации Центральной Азии по данным измерений методом GPS геодезии за 1994–2004 гг. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 2 // Ред. К.Г. Леви и С.И. Шерман. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 26–38.

4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Шевченко Б.Ф., Седусов Р.Г. Моделирование современных движений Евразийской плиты и ее южного обрамления (Горный Алтай, Приморье) по данным космической геодезии (GPS) // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 273–277. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

5. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.

6. Houtze Hsu, Pil-Ho Park, Teruyuki Kato, Xiong Xiong, Jun Li, Shuanggen Jin. Amurian – A Nassiance Plate: New GPS Result Supplemented by Geological and Geophysical Evidence // p. 50: Abstract Book. APSG 2006, The 6-th Workshop of Asia-Pacific Space Geodynamics Program. October 16–18, 2006. ICC Jeju, Jeju, Korea. P. 50.

7. Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Derverche're J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002); Implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res. 2003 V. 108, N B10. P. 2501.

Динамика позднемезозойского вулканизма Чукотки (по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb определений возраста пород)

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) – один из наиболее примечательных элементов Тихоокеанского «огненного кольца», и один из крупнейших окраинно-континентальных вулканических поясов за всю историю Земли. Благодаря своим масштабам, а также сочетанию относительной сохранности пород (вплоть до присутствия свежих стекол) и широких вариаций глубины эрозионного среза (от первых сотен метров до 2–3 км), ОЧВП является весьма привлекательным объектом для исследования общих закономерностей динамики и петрогенеза поясов андского типа.

В 50-е – 80-е гг. прошлого века ОЧВП интенсивно изучался геологами в рамках проектов госкартирования, поисково-разведочных работ и тематических научных исследований. В это время собрана обширная информация о структурах вулканического пояса, его петрографии и петрохимии, разработан ряд стратиграфических схем. Вместе с тем, в области исследования вещества имела место общая для советского периода диспропорция: при огромных объемах сравнительно дешевых аналитических данных (силикатный анализ, спектральный анализ, калийаргоновые определения возраста по валовым пробам), прецизионные лабораторные методы применялись редко. В итоге, к концу XX в. обозначился резкий дефицит надежных изотопных датировок и высокоточных данных о микроэлементном составе вулканитов ОЧВП. Первые ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb датировки мономинеральных фракций (са-

Первые ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb датировки мономинеральных фракций (санидин, амфибол, биотит, циркон) из вулканитов ОЧВП, полученные в течение последнего десятилетия, дали основания для пересмотра возраста ряда стратонов Центрально-Чукотского и Охотского сегментов вулканического пояса [6–8]. В частности, оценка общей продолжительности формирования вулканогенных толщ Пегтымельского прогиба (Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП) сократилась с 20–25 млн лет до всего лишь 1–2 млн лет [7]. Хорошая сходимость результатов датирования и их соответствие структурным взаимоотношениям геологических тел указывает на целесообразность ревизии возраста ОЧВП на базе но-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University (ISEI), Мисаса, Япония

³ ЗАО Чаунское горно-геологическое предприятие (ЧГГП), Певек, Россия

вых геохронологических данных. К сожалению, количество датировок, выполненных надежными методами, остается недостаточным для решения проблемы в масштабе всего вулканического пояса.

В 2005–2007 гг. нами проведен комплексный анализ коллекции образцов из северной части ОЧВП (Анадырский, Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский сегменты), с использованием аналитической базы научного центра ISEI (Мисаса, Япония). Охваченная исследованием территория имеет площадь около 150 тыс. км² и включает, по грубым оценкам, около 350 тыс. км³ вулканитов и комагматичных им плутонических пород. Работа велась в двух направлениях, геохронологическом (U-Pb датирование индивидуальных зерен циркона) и геохимическом (анализ образцов на содержания петрогенных и примесных элементов, анализ изотопных систем Sr, Nd, Pb, Hf). В данной публикации перечислены наиболее значимые результаты в области геохронологии мезозойского вулканизма Северо-Восточной Азии.

1. Общий временной интервал формирования северной части ОЧВП, установленный по ⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb датировкам – с альба по кампан (106–78 млн лет), что близко к традиционным оценкам на базе палеофлористических определений [1]. Таким образом, существенной ревизии подлежат лишь стратиграфические схемы отдельных участков пояса, в частности, Арманской и Малтано-Ольской структур Охотского сегмента ОЧВП [6] и уже упоминавшегося Пегтымельского прогиба [7].

2. В пределах Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП присутствуют реликты древней (позднеюрско-раннемеловой?) континентальной вулканической провинции, по-видимому, связанной с активной окраиной Чукотского микроконтинента [4]. Для однородной толщи риолитовых туфов мощностью не менее 1 км и прорывающих ее тел порфировидных гранодиоритов получены даты 146.0 ± 2.4 и 145.5 ± 1.8 млн лет, соответственно. Вполне вероятно, что популяция детритовых цирконов магматического происхождения возрастом 148-145 млн лет, выявленная в молассовых отложениях позднеюрско-раннемелового Раучуанского прогиба (Е. Миллер, устное сообщение), связана с тем же вулканическим событием.

3. Подтвержден вывод И.Н Котляра и Т.Б. Русаковой [3] об аптском (121–118 млн лет) возрасте вулканитов Тытыльвеемского прогиба. Синхронность формирования данной структуры и посткинематических гранитов Анюйской складчатой зоны [2] указывает на их вероятную генетическую связь. Если учесть, что на протяжении всей Анюйской зоны встречаются небольшие реликты вулканических покровов, то есть все основания предполагать, что здесь располагается глубоко эродированный вулканический пояс. Северо-западное простирание указывает на его связь с активной окраиной океана Анюй-Ангаючам, окончательно закрывшегося в конце неокома [9], а аптский возраст вулканитов – на посторогенную природу пояса.

4. Самые молодые детритовые цирконы из песчаников чимчемемельской свиты, непосредственно подстилающих нижние стратоны ОЧВП, имеют возраст около 114 млн лет. Таким образом, продолжительность затишья между формированием ОЧВП и предшествующими вулканическими событиями составляет не более 8 млн лет. Не исключено, что одной из причин аномальных объемов кислого вулканизма ОЧВП является наложение континентальной активной окраины на литосферу, сохранившую остаточное тепло от предшествующих событий.

5. Полученные данные позволяют выделить в истории вулканического пояса четыре этапа, разделенные эпохами относительного спокойствия. В течение первого этапа (106-97 млн лет) извергались магмы средне-основного состава, при постепенно увеличивающейся доле кислых расплавов. Второй этап (94-91 млн лет) отмечен мощными извержениями кислых вулканитов, практически без участия мантийных производных. На долю третьего и четвертого этапов (89-87 млн лет и 85.5-83.5 млн лет) приходится около 3/4 общего объема материала, изверженного в изученной нами части вулканического пояса. В это время также формировались толщи кислых вулканитов, но с заметной долей базальтов и андезитов, в среднем составляющей 10-20%. Разрез меловых вулканитов венчают сравнительно маломощные базальты, которые многими исследователями рассматриваются в связи не с ОЧВП, а с наложенным рифтогенезом [3, 5]. Отсутствие цирконов в доступных образцах не позволило нам уточнить возраст «верхних базальтов», однако для анало-гичных образований Охотского сегмента ОЧВП имеются ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки в интервале 79-74 млн лет [6].

6. Приблизительные подсчеты продуктивности вулканического пояса показывают, что средняя интенсивность извержений раннего – андезитового – этапа формирования северной части ОЧВП (106–97 млн лет) была сопоставима с таковой позднекайнозойских окраинно-континентальных вулканических поясов. В течение последующих этапов, отвечавших эпохам существенно кислого вулканизма, продуктивность вулканизма превышала любые современные аналоги как минимум втрое.

Литература

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

2. Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 4. С. 515–518.

3. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.

4. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.

5. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

6. *Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Bull. 2004. V. 116, N 5/6. P. 637–654.

7. Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) // J. Geology. 2004. V. 112. P. 369–377.

8. *Kelley S.R., Spicer R.A., Herman A.B.* New 40 Ar/³⁹Ar dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research. 1999. V. 20. P. 97–106.

9. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhvostov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoi I.R. South Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // Geol. Soc. Amer. Special Paper. 2002. V. 360. P. 209–224.

Т.Ю. Толмачева¹, К.Е. Дегтярев², А.В. Рязанцев², О.И. Никитина³

Кремнистые комплексы в структуре раннепалеозойских рифтогенных и островодужных зон Центрального Казахстана

Нижнепалеозойские комплексы в Казахстане представлены теригенно-карбонатными чехлами массивов с докембрийским фундаментом,

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологических наук (ИГН) им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан

поясами островодужных и окраинно-континентальных вулканитов, связанных с ними образованиями аккреционных призм и преддуговых флишевых прогибов (рисунок) [3]. В пределах пассивной континентальной окраины, в строении которой участвовали массивы с докембрийским фундаментом, существовали протяженные рифтогенные прогибы, заполнявшиеся осадочными и вулканогенными толщами. В современной структуре комплексы таких прогибов слагают Ишим-Нарынскую и Ерементау-Бурунтаускую зоны. Первично единая раннепалеозойская зона перехода от континента к океану осложнена додевонскими крупноамплитудными косыми сдвигами. В результате на северо-востоке Центрального Казахстана реликты внутриконтинентальной рифтогенной структуры расположены между островодужными комплексами, а на юге вместе с офиолитами – между массивами докембрия. Позднепалеозойские и раннемезозойские деформации обусловили общий подковообразный изгиб структуры палеозоид.

Ныи изгио структуры палеозоид. Ерементау-Бурунтауская зона, протягиваясь почти на 2000 км, является маркирующей структурой внутриконтинентального раннепалеозойского рифта. В ней наиболее широко распространены кремнистотерригенные, в меньшей степени, – вулканогенные комплексы, расположенные на докембрийском цоколе. В ее составе выделяется несколько более мелких зон. В южной части зоны (Бурунтауская, Сарытумская зоны) установлена система тектонических покровов, сложенных разнофациальными, датированными по конодонтам, нижнепалеозойскими отложениями [4]. Сходные черты строения установлены для северной – Ерементауской зоны. Ранее здесь выделялось несколько стратиграфических уровней акдымской серии: терригенный с кварцевыми песчаниками, эффузивный и кремнистый [1]. Нами установлено, что эти образования сходны по возрасту и слагают систему тектонических покровов. На нижнем структурном уровне преобладают кварцевые песчаники,

На нижнем структурном уровне преобладают кварцевые песчаники, гравелиты, алевролиты с редкими маломощными горизонтами кремней. Толща несогласно залегает на рифейских отложениях [1]. В районе пос. Осакаровка в кремнях содержатся нижнеаренигские *Oepikodus evae* (Lindström). На севере гор Нияз на этом уровне отмечаются кварцевые полимиктовые песчаники и алевролиты, известняки. Алевролиты датированы трилобитами верхнего тремадока – нижнего аренига [1]. В основании следующего аллохтона залегает полимиктовый олисто-

В основании следующего аллохтона залегает полимиктовый олистостром. Аллохтон сложен высокотитанистыми базальтами и пикритами, туфами кварцевых риолитов, кремнистыми туффитами. В районе пос. Новогеоргиевка кремни содержат верхнекембрийские *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus* sp., *Furnishina* sp., а у пос. Осакаровка конодонты в кремнистых туффитах охватывают диапазон от нижнего тремадока до нижнего аренига. С этой толщей ассоциирует комплекс щелочных ультрамафитов [2].

Вышележащий аллохтон имеет наиболее широкое распространение и сложен кремнистой акдымской серией. Конденсированный разрез (100– 200 м) представлен переслаивающимися кремнями, яшмами, фтанитами и алевролитами. Наиболее низкие стратиграфические уровни устанавливаются в горах Жаксы-Нияз. В непрерывных последовательностях здесь обнаружены верхнекембрийские *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneoto-dus rotundatus* (Druce et Jones), *Viirodus* sp., верхнетремадокские *Cordylo-dus angulatus* Pander, *Rossodus manitouensis* Repetski and Ethington, *Coelo-cerodontus* aff. *bicostatus* Van Wamel. и верхнетремадокские–нижнеаренигские Prioniodus sp., Paroistodus proteus (Lindström), Drepanodus arcuatus Pander. На севере гор Нияз выше терригенной толщи с ракушняковой фауной верхнего тремадока – нижнего аренига тектонически залегает толща кремней с многочисленными, за счет дислоцированности, повторами элементов разреза. Разрез охватывает интервал от нижнего (?) тремадока (Variabiloconus sp., Phakelodus tenuis (Muller), ювенильные элементы параконодонтов), верхнего тремадока (зона Rossodus manitou-ensis), по верхний арениг (*Periodon flabellum* (Lindström), *Oepikodus* sp., Prioniodus sp.). Последний уровень занимает наиболее низкое структурное положение. Самые молодые кремни этого района содержат *Periodon* aculeatus Hadding лланвирнского яруса. У пос. Каратал кремнистая толща залегает на полимиктовом олистостроме, перекрывающем сланцы и кварциты верхнего рифея. В разрезе обнаружены элементы параконодонтов, Drepanoistodus sp., Rossodus sp. верхнего тремадока, а также Peдоптов, *Drepunoistotus* sp., Rossouus sp. верхнего тремадока, а также re-riodon flabellum (Lindström), *Paroistodus proteus* (Lindström), *Paracordy-lodus gracilis* Lindström, *Oepikodus* sp. нижнего аренига. Вся последова-тельность находится в опрокинутом залегании и кремни вверх по разре-зу сменяются кремнеобломочными гравелито-брекчиями, содержащими в обломках конодонты нижнего – низов верхнего аренига. Кремни тре-мадока–аренига вскрыты в железнодорожной выемке в районе г. Ере-ментау. Акдымская серия и кремнеобломочные породы несогласно пе-рекрываются флишоидной с олистостромовыми горизонтами толщей, имеющей, по-видимому, средне(?)-позднеордовикский возраст.

В районе оз. Телесколь выше кремнистых пород акдымской серии залегает пакет тектонических покровов. В нижнем покрове блоки габброидов с кумулятивными структурами погружены в серпентиниты (коржункульский комплекс). Преобладают габбро-нориты, габбро и вебстериты, прорванные дайками долеритов и плагиогранитов. Верхний покров, сложенный вулканитами байпакской серии, налегает на верхнеордовикский олистостром, кремнистую формацию и породы коржун-



Рисунок. Схема распространения палеозойских комплексов на северовостоке Центрального Казахстана

2 – комплексы тыловой части среднепалеозойской активноой окраины континента:
1 – фаменско-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения,
2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы и молассы нижнего-верхнего девона;
3 – молассы нижнего силура;
4 – флиш и олистостромы верхнего ордовика;
5 – терригенно-кремнистая акдымская серия

(\mathfrak{E}_3 -O₂I), 6 – базальт-риолитовая толща (\mathfrak{E}_3 -O₁a), 7 – терригенная толща (O₁t-O₁a), 8 – докембрийские комплексы, 9 – комплексы Восточно-Ерементауской зоны нерасчлененные: базальты и кремни ерементауской серии (V- \mathfrak{E}_1), аллохтоны, сложенные терригенно-карбонатной торткудукской серией (\mathfrak{E}_3 -O₁t), кремнистыми породами (\mathfrak{E}_3 -O₂), флиш и олистостромы (O₃); 10 – комплексы Селетинской и Бощекульской зон нерасчлененные: островодужные вулканиты \mathfrak{E}_1 -O₃, кремни O₁t-O₂, флиш и олистостромы (O₃); 10 – комплексы Селетинской и Бощекульской зон нерасчлененные: островодужные вулканиты \mathfrak{E}_1 -O₃, кремни O₁t-O₂, флиш и олистостромы O₂₋₃; 11 – тектонические границы: структурных зон на поверхности (а), погребенные (б), подошвы тектонических покровов (в). Буквами обозначены зоны: СЕ – Селетинская, Е – Ерементауская, ВЕ – Восточно-Ерементауская, Б – Бощекульская, МЭ – Майкаин-Экибастузская. Цифрами в кружках обозначены пункты: 1 – пос. Осакаровка, 2 – пос. Новогеоргиевка, 3 – горы Жаксы-Нияз, 4 – горы Нияз, 5 – пос. Каратал, 6 – г. Ерементау, 7 – оз. Телесколь, 8 – горы Жуантобе, 9 – зимовка Найзатас, 10 – гора Жельдыадыр, 11 – гора Семизбугу

На врезке – схема распространения палеозойских и допалеозойских комплексов Казахстана и контур детальной схемы (PZ₂₋₃ и MZ-KZ комплексы сняты): 1 – рС массивы и их осадочные чехлы; 2 – комплексы внутриконтинентальных рифтов; 3 – комплексы PZ₁₋₂ островных дуг, окраинно-континентальных вулканических поясов, аккреционных призм и преддуговых флишевых прогибов; 4 – комплексы PZ₁ внутреннего краевого бассейна с океанической корой; 5 – додевонские сдвиги, сутуры на поверхности (а), погребенные (б); 6 – последевонские надвиги и границы тектонических покровов (а), нормальные разломы (б); 7 – направления относительного перемещения по разломам. Буквами обозначены докембрийские массивы: КОК – Кокчетавский, УЛ – Улутауский, КТ – Каратау-Таласский, ЧК – Чуйско-Кендыктасский, АД – Актау-Джунгарский; структурные зоны: ЕБ – Ерементау-Бурунтауская, Б – Бощекульская, СС – Степнякско-Селетинская

кульского комплекса, отделяясь от них серпентинитовым меланжем. В разрезе серии базальты ордабайской свиты (200 м) сменяются туфами риодацитов, туфогенно-осадочными породами с горизонтами базальтов, андезибазальтов и андезитов (телескольская свита, 130 м). В кремнистых туффитах последней обнаружены конодонты *Periodon* sp., *Drepanodus* sp., *Paroistodus* sp. ордовикского возраста.

В Сарытумской и Бурунтауской зонах раннепалеозойские комплексы слагают пакет тектонических покровов, и некоторые уровни уверенно сопоставляются с Ерементаускими. В нижнем покрове распространены вулканогенные породы контрастной серии с преобладанием щелочных базальтоидов и их туфов (жалгызская и болгожинская свиты). Присутствуют высокотитанистые эффузивы ультраосновного состава. В кремнях среди базальтов обнаружены конодонты, принадлежащие интервалу от зоны Paltodus deltifer верхней части тремадокского яруса до зоны Paroistodus horridus нижнего лланвирна. Эти образования сопоставляются с базальт-риолитовой с пикритами толщей зоны Ерементау.

Структурно выше располагается покров, сложенный мелководными осадочными породами дарбазинской свиты. В разрезе преобладают до-

ломиты с отдельными горизонтами известняков и полимиктовых песчаников. Свита датируется по онколитам и акритархам вендом – ранним кембрием и представляет собой осадочный чехол докембрийского массива. Тектонически (?) выше залегает толща, представленная алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с горизонтами кварцевых песчаников и конгломератов. Кремни этого разреза содержат ко-нодонты от верхней части зоны Paroistodus proteus нижнего аренига, до зоны Paroistodus horridus нижней части лланвирнского яруса. Разрез со-поставляется с терригенной толщей Ерементауской зоны. Верхнее положение занимает покров, сложенный бурубайтальской, бурултасской и майкульской свитами. Конденсированный кремнистый разрез бурубайтальской свиты (80–100 м) охватывает интервал от зоны Eoconodontus notchpeakensis верхнего кембрия до зоны Paroistodus horridus средней части лланвирнского яруса [6]. Бурултасская свита представлена переслаивающимися известковыми алевролитами и песчаниками, фтанитами, туфами базальтов, гравелитами и доломитами. Черные сланцы содержат свинцово-цинковое оруденение, сходное с таковым в глубоководных котловинах Красного моря. По конодонтам свита относится к нижнему-среднему лланвирну. Бурубайтальская и бурултасская свиты сопоставляются с акдымской серией. Они перекрываются терригенной с олистостромовыми и кремнистыми горизонтами майкульской свитой, содержащей конодонты верхней части лланвирнского – нижней части карадокского яруса.

Особенности состава комплексов Ерементау-Бурунтауской зоны, за исключением слагающих аллохтоны в районе оз. Телесколь и дарбазинской свиты, позволяют связывать их с эволюцией внутриконтинентального рифта.

Кремнистые толщи распространены также восточнее Ерементауской зоны. Новые данные позволяют расширить стратиграфический диапазон кремнистых отложений Восточно-Ерементауской зоны и определить его в горах Жуан-Тюбе и у зимовки Найзатас от верхнего кембрия по лланвирн включительно. Эти образования залегают структурно выше базальтоидов ерементауской серии (V- C_1) [5], которые интерпретируются как комплекс, формировавшийся в бассейне между вулканической дугой и пассивной окраиной континента [3]. В Бощекульской зоне данные, полученные в горах Кульбай, Жельдыадыр и Семизбугу позволяют расширить диапазон туфогенно-кремнистой ержанской свиты от тремадока по нижний карадок включительно. Свита согласно залегает на тремадокских островодужных вулканитах олентинской свиты или с олистостромом в основании на более древних образованиях [3]. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что тектоническое совмещение внутриконтинентальных рифтогенных и островодужных комплексов, а также образование аллохтонов, сложенных рифтогенными комплексами, происходило в начале позднего ордовика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №10 и РФФИ, программы №№ 060564717, 050565067, 070501158.

Литература

1. Борисенок В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерементау-Ниязского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М., 1985. С.10-53.

2. Дегтярев К.Е. Ультрамафиты Южного Ерементау (Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 3. С. 74–78.

3. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дугаконтинент для палеозоид Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.

4. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Офиолиты, островодужные и внутриконтинентальные рифтогенные комплексы в системе тектонических покровов в Чу-Илийском районе Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 104–108.

5. *Рязанцев А.В., Герман Л.П., Дегтярев К.Е. и др.* Нижнепалеозойские хаотические комплексы в Восточном Ерементау (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 2. С. 406–409.

6. *Tolmacheva T.J., Danelian T., Popov L.E.* Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology. 2001. V. 29, N 8. P. 755–758.

А.А. Третьяков, А.В. Рязанцев, Н.Б. Кузнецов, А.А. Белова¹

Структурное положение и геохронологическое датирование гранатовых ультрамафитов на Южном Урале

На Южном Урале ранее детально изучены гранатовые ультрамафиты массива Миндяк, который принадлежит к офиолитовым массивам лер-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

цолитового типа [1, 2, 7, 9]. Формирование этого комплекса связано с раннепалеозойско-раннедевонским этапом субдукции на окраине Палеоуральского океана и отражает изменение геодинамики в позднем силуре – раннем, девоне. Офиолиты лерцолитового типа находятся в структуре Присакмаро-Вознесенской сутурной зоне (зона Главного Уральского разлома) (рисунок). Она располагается между зоной Уралтау, в которой преобладают породы палеоконтинентального сектора, и Магнитогорской зоной. В последней на девонском уровне преобладают островодужные вулканиты. Гранатовые ультрамафиты слагают блоки в меланже вблизи тел полосчатого комплекса офиолитовых массивов. Присакмаро-Вознесенская зона является корневой для Кракинских офиолитовых аллохтонов, в структуре которых также известны тела гранатовых ультрамафитов [3].

К настоящему времени в Присакмаро-Вознесенской зоне обнаружено и изучено несколько новых местонахождений гранатовых ультрамафитов. Их выходы находятся в полосе протяженностью более 120 км, от южного окончания Миндякского массива до южного окончания массива Нурали. Гранатовые породы наиболее полно обнажены в районе дер. Бурангулово. Здесь они слагают ядро лежачей антиклинали западной вергентности шириной до 100 м. В ядре гранатовые ультрамафиты образуют изолированные линейные и изометричные выходы до 10–15 м. Они погружены в серпентинизированные лерцолиты, на контакте с которыми превращены в родингиты. Гранатовые породы имеют полосчатость, конформную общей складчатой структуре. Крылья складки в полосе шириной 30–60 м сложены серпентинитовым меланжем. Матрикс меланжа представлен серпентинито-кластовыми брекчиями с округлыми обломками, в которые погружены линзовидные блоки кремней с девонскими конодонтами, гранатовыми амфиболитами, долеритами, рассланцованными серпентинитами. Полоса меланжа сменяется серпентинизированными лерцолитами.

В районе деревень Кубагушево и Тетламбетово меланжи с гранатовыми ультрамафитами погружаются под тела полосчатого комплекса.

По минеральному составу и петрографическим особенностям выделяются три разновидности гранатовых ультрамафитов. Наиболее распространены породы первой группы, сложенные розовым гранатом и бледно-зеленым моноклинным пироксеном примерно в равных количествах. До 5–7% объема занимают апатит и сфен и до 10% – ильменит. Интенсивно развиты вторичные гидрогранаты и бесцветный клинопироксен. Вторая группа гранатовых гипербазитов практически не содержит апатита, сфена и рудного минерала. Содержание клинопироксена несколько выше, чем граната; оба минерала бесцветны. Вторичные изменения проявлены более интенсивно с развитием хлоритов и амфиболов. Гидрогранат поздних минеральных ассоциаций развит незначительно. В третьей группе наряду с бесцветным гранатом и пироксеном распространен зеленый амфибол, который является более поздней фазой по отношению к гранату и клинопироксену. На бинарных диаграммах Харкера и других вариационных диаграммах отчетливо выделяется два петрохимических типа. Породы первой и третьей петрографических групп характеризуются высоким содержанием Fe, P, Ti и Mn. Содержания SiO₂ варьируют в пределах 30.4-38.4%, а MgO - 4.9-9.9%. Породы второй группы имеют пониженные содержания Fe, P, Ti и Mn на фоне более высоких MgO (12.7-28.2%) и SiO₂ (38.6-41.8%). Для обеих групп характерна прямая корреляция содержания Mg и SiO₂ и повышенная глиноземистость (6.1-20.2% Al₂O₃).

По расчету гранат-пироксеновых равновесий установлено, что гранатовые ультрамафиты массива Миндяк формировались при P=15-20 кбар, а T=800-1200°C [1]. Значения возраста по Sm-Nd изохронам составили 406-399 млн лет [9, 1 (и ссылки на неопубликованные данные в этой работе)]. Изотопное U/Pb датирование цирконов дало значения 410+5 млн лет [7], а Pb/Pb датирование ядер цирконов – 467 млн лет [9].

Из гранатовых пироксенитов в районе дер. Бурангулово по цирконам нами получена оценка возраста U/Pb методом (SHRIMP) 416.1 \pm 6.1 млн лет.

Значения по Sm-Nd изохронам близки данным по возрасту комплекса габбро-диоритов 399 vky ktn [8], массивы которых широко распространены в этой зоне. Вероятно, данные по изохронам отражают процесс внедрения этих плутонов. U/Pb датировки охватывают интервал от середины позднего силура до раннего эмса. Этому интервалу в структуре Присакмаро-Вознесенской и Магнитогорской зон соответствуют амагматичные или с минимальным проявлением надсубдукционного вулканизма комплексы.

В меланжах Присакмаро-Вознесенской зоны присутствуют обрывки тектонических покровов и глыбы с фрагментами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов. Наиболее типичны кремни с лохковскими конодонтами, реже присутствуют ордовикские кремни и кремнистобазальтовые ассоциации с конодонтами нижне-среднедевонского диапазона [6, 5]. К востоку от Нуралинского массива протягивается полоса базальтов, туфов смешанного состава, туффитов и кремней с конодонтами от верхнего лланвирна до нижнего карадока. Эти образования мы сопоставляем с губерлинской свитой Сакмарской зоны, которая представляет собой нижний комплекс Губерлинской островодужной системы, развивавшейся со среднего ордовика по ранний силур [4]. В этой же полосе отмечаются блоки с кремнисто-базальтовой дергаишской свитой раннего силура и углеродисто-сланцевой сакмарской свитой нижнеговерхнего силура и лохковских кремней мазовской свиты. Широко развиты гранатовые амфиболиты.

В Магнитогорской зоне по крупноамплитудным сдвигам совмещены девонские ассоциации двух типов. Их разрез начинается с залегающих на меланжах известняков (S₂-D₁p-e), которые расслаиваются серпентинитокластами и, редко, эффузивами смешанного состава. Выше в первом (Аратауском) типе располагаются вулканиты дифференцированной от базальтов до риолитов серии, содержащие горизонты туффитов с конодонтами верхнего эмса. Эффузивы перекрываются толщей, разрез которой начинается с живетских рифогенных известняков и наращивается песчаниками с остатками живетской флоры, красноцветными алевролитами с фаменскими конодонтами. Часто выше живетских известняков и песчаников залегают черные или серые кремни мукасовской свиты. На мукасовской свите без видимого несогласия залегают граувакковые, с туфогенной примесью, песчаники фаменской зилаирской свиты.

Ассоциация второго типа (Ирендыкская) начинается с мансуровской толщи туфогенно-терригенных пород с горизонтами олистостромов. Толща с несогласием и размывом залегает на кремнисто-базальтовом поляковском ($O_{1-3}pl$) и дергаишском (S_1dr) комплексах [4, 5]. Кремни и алевролиты в кровле толщи содержат конодонты нижнего эмса и границы нижнего эмса и эйфеля. Залегающая согласно ирендыкская свита начинается с пачки пикробазальтовых туфов, выше которых чередуются туфы пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, принадлежащих слабо дифференцированной базальт-андезибазальтовой серии. Выше залегают карамалыташская свита и ее стратиграфические аналоги. Разрез представлен вулканитами контрастной серии, расслоенными кремнями, яшмами, колчеданными и марганцевыми рудами. Конодонты в кремнях принадлежат нижнему и верхнему эйфелю. Выше с постепенными породами непрерывно дифферецированной от базальтов до риолитов серии. Вулканиты фациально замещаются рифогенными известняками. Выше согласно залегает мукасовская свита, которая сложена кремнями, фациально замещающимися туфогенными кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Свита охарактеризована франскими и фаменскими конодонтами [5]. Толща с постепенным переходом наращивается фаменской бугодакской свитой. Последняя представлена агломератовыми туфами, туфогенными конгломератами базальтового и андези-товыми туфами, туфогенными конгломератами базальтового и андези-товыми туфами, туфогенными конгломератами базальтового и андези-товыми туфами.



Рисунок. Местонахождения гранатовых пироксенитов на севере Присакмаро-Вознесенской зоны

1 – докембрийские и палеозойские комплексы зоны Уралтау; 2-4 – Присакмаро-Вознесенская зона: 2 - офиолитовые массивы лерцолитового типа (Н – Нуралинский, Т - Тетламбетовский, М - Миндякский), 3 – серпентинитовые меланжи, 4 – губерлинская свита (О2-3), базальты, туфы смешанного состава, туффиты; 5-8 - Магнитогорская зона: 5 – офиолиты гарцбургитового типа, серпентинитовые меланжи, кремнистобазальтовые комплексы (О1-3, S₁), осадочные отложения (S₁-D₁), 6 – девонские комплексы Ирендыкского типа, 7 – девонские комплексы Аратауского типа, 8 – аллохтоны, сложенные осадочными породами D₂-C₂; 9 – местонахождения гранатовых ультрамафитов; 10 – тектонические границы; 11 - направления относительного перемещения блоков

347

Разрезы Магнитогорской зоны отражают непрерывное развитие одноименной энсиматической дуги. Развитие Губерлинской и Магнитогорской дуг, вероятно, происходило в одной и той же геодинамической системе с падением зоны субдукции в сторону Восточно-Европейского континента (на запад в современных координатах). В раннем силуре произошло смещение ареалов островодужного и задугового вулканизма, связанное, повидимому, с откатом шарнира зоны субдукции. Отсутсвие проявлений надсубдукционного вулканизма в верхнем силуре и самом нижнем девоне обусловлено, вероятно, отрывом слэба и мантийным диапиризмом. Этим процессам соответствуют U/Pb датировки гранатовых ультрамафитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №10 и РФФИ, проекты №№ 060564717, 050565067, 070501158.

Литература

1. Пушкарев Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Материалы IV республиканской геологической конференции. Уфа: ИГУНЦ РАН, 2001. Т. 1. С. 155–168.

2. Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я. Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994: Информационные материалы ИГ и УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 82–86.

3. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Мафит-ультрамафитовые комплексы Урала: геодинамические аспекты // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 260–264.

4. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б. и др.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи ордовика Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007.

5. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. и др. Девонская стратиграфия и модель коллизии дуга-континент для палеозоид на севере Южного Урала // VIII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле» (РГГУ) Доклады. Т. 1. М., 2007. С. 304–307.

6. *Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. и др.* Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 1. С. 32–47.

7. Савельев А.А., Бибикова Е.В., Савельева Г.Н. и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Там же. 2001. Т. 76, вып. 1. С. 22–29. 8. Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского ультрабазитового массива и связанное платиновое оруденение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 18 с.

9. Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L. et al. Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali ophiolite mélange zone, Southern Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 139–161.

10. *Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J.* The Mindyak Palaeozoic lhercolite ophiolote, Southern Urals: geochemistry and geochronology // Ofioliti. 1999. V. 24(2). P. 239–246.

В.Г. Трифонов¹

Возраст и механизмы новейшего горообразования

Начало неотектонического (новейшего) этапа, который В.А. Обручев определил как время формирования современного рельефа, маркируется появлением моласс с конгломератами, которые в разных регионах стали накапливаться в разное время. Так, на северном фланге Индийской плиты и в Центральной Азии (Трансгималаи, Тянь-Шань и, вероятно, Памир), кайнозойские молассы начали отлагаться в олигоцене. Тот же возраст они имеют на Урале. В Альпах и Пиренеях предгорные прогибы с молассами заложились еще в конце эоцена, тогда как в прогибах Атласа и Эр-Рифа молассы стали накапливаться только со среднего миоцена. Красноморско-Аденский рифт заложился в олигоцене, но на трансформно-конвергентных обрамлениях Аравийской плиты (Трансформа Мертвого моря, Тавр, Загрос) олигоцен представляет собой регрессивное завершение палеогенового седиментационного цикла, а первые признаки появления расчлененного рельефа относятся к раннему миоцену. На Большом Кавказе они обозначились лишь в конце раннего миоцена и в среднем миоцене. В конце раннего миоцена, 20-17 млн лет назад, начались правосдвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас, определившие особенности новейшего структурообразования на западе Северной Америки.

Дальнейшее структурообразование протекало по-разному в будущих горных системах, и только в тектоническую фазу конца миоцена – начала плиоцена (от 12–11 до 4.5–3.5 млн лет назад) структурный план окон-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

чательно приблизился к современному. Изучение мощности и фациального состава молассовых толщ и корреляция с ними равновозрастных уровней рельефа показали, что в течение всего длительного отрезка времени от начала новейшего этапа до указанной тектонической фазы современные горные системы и высокогорные плато представляли собой (за редкими локальными исключениями) области низко- и среднегорного рельефа. Лишь в плиоцен-квартере (последние 5–2 млн лет) скорости вертикальных тектонических движений резко возросли, и вертикальная амплитуда движений, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Именно в это время сформировались современные горные системы и высокогорные плато, а в предгорных прогибах и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса.

Как и начало новейшего этапа, начало фазы ускорения вертикальных движений не было строго одновременным. Увеличение средней высоты Гималаев более, чем на 3 км, и Центрального Тянь-Шаня на ~2 км фиксируется с конца плиоцена (~2 млн лет назад). Поднятие Тибета ускорилось 2.4–2.8 млн лет назад, и с этого времени нагорье выросло на ~3 км. Тогда же начал быстро расти Куньлунь. Памир за последние 3–5 млн лет поднялся в среднем на ~2 км. М.М. Буслов отмечает ускорение воздымания Алтая в последние 3.5 млн лет. Тогда же или несколько раньше стала возрастать контрастность рельефа в Прибайкалье, где погрубение молассы в Тункинской, Южно-Байкальской и других впадинах обусловлено не только усилением рифтогенеза, но и ростом хребтов на месте прежних низкогорий. Интенсивный рост гор в плиоцен–квартере установлен на Большом Кавказе, в Альпах, Карпатах, Андах и на западе Северной Америки. П. Бёрд показал, что за это время плато Колорадо поднялось на ~2 км. Е.В. Артюшков отметил усиление горообразования в Верхоянском хребте и горной системе Черского, а также поднятие до ~1 км некоторых платформенных областей (Анабарский щит, юг Африки).

Образование на той или иной территории гор, т.е. областей с преобладанием значительных поднятий земной поверхности, означает, что там произошло разуплотнение литосферы. Наиболее распространено, особенно когда речь идет о коллизионных поясах, объяснение горообразования горизонтальным сжатием и, соответственно, утолщением земной коры в ходе коллизии. Точнее этот механизм определяется как изостатическое поднятие поверхности относительно легких скученных сжатием коровых масс по формуле: U=[(ρ_m – ρ_c)/ ρ_m]M_c, где ρ_m – плотность мантии, ρ_c – средняя плотность коры и M_c – утолщение коры при коллизии. Механизм обосновывается проявлениями утолщения коры при складчатости и надвигообразовании и прямым отражением утолщенных структурных форм в рельефе земной поверхности.

Недостаточность механизма сжатия доказывается следующими фактами. Во-первых, поднятия развиваются не только в обстановке сжатия, но и вблизи рифтов и в платформенных областях. Во-вторых, главные фазы складчатости в коллизионных поясах часто предшествует горообразованию и оторваны во времени от эпохи интенсивного роста гор. Так, в центральных зонах Большого Кавказа главная складчатость имела место после накопления майкопской свиты и закончилась к началу среднего миоцена, в Закавказье и соседних областях северного фланга Аравийской плиты – в эоцене, в Верхоянском хребте – в конце мела, тогда как высокие горы во всех этих областях возникли только в плиоцен– квартере. В третьих, плиоцен-четвертичное усиление горообразования не везде сопровождалось усилением сжатия. Оно не фиксируется в Гималаях и на Памире. В Альпах надвигание орогена на предгорные прогибы замедлилась на юге в плейстоцене, а на севере – еще с позднего плиоцена. Но даже в Центральном Тянь-Шане, где сжатие усилилось в плиоцен–квартере в 2–4 раза, оно оказалось способным вызвать лишь 10–20% поднятия поверхности за то же время. Следовательно, кроме сжатия есть другие причины роста гор.

М.Е. Артемьев впервые обосновал пониженную плотность верхней мантии под Центральным Тянь-Шанем и показал, что этим можно объяснить не менее 50% его поднятия. По данным Е.В. Артюшкова, поднятие региона от разуплотнения мантии составило ~1.5 км и явилось основным фактором ускорения горообразования в конце плиоцена и квартере. Суть разуплотнения Е.В. Артюшков видит в частичном, а под хребтами – почти полном разрушении литосферной мантии и ее замещении менее плотной и более горячей астеносферной мантией. Такой механизм усиления горообразования в плиоцен–квартере применим и к другим регионам Высокой Азии (Тибету, Гималаям, Памиру, Куньлуню и даже Таримской впадине), а также к рифтовым и упомянутым платформенным областям, где есть данные о разуплотнении верхней мантии. Проблема состоит в том, чтобы объяснить, почему в указанных регионах литосферная мантия разрушилась и астеносферы воздействие флюида, поступавшего из глубинного мантийного плюма. Причиной может быть также тектоническое расслоение литосферы и отделение ее мантийной части от земной коры в ходе новейших деформаций и значительных горизонтальных перемещений. Отделение коровых структур от их корней нарушало изостатическое равновесие, и замещение литосферной мантии менее плотным астеносферным веществом или ее пополнение его легкими подвижными компонентами могло быть одним из спо-

собов восстановления равновесия. Вместе с тем, отслоение плотной ли-тосферной мантии от коры облегчало ее погружение и замещение. Еще одним источником поднятия поверхности могло быть изменение свойств корового вещества. Пример Центрального Тянь-Шаня показал, что современная мощность земной коры региона, варьирующая от 40–52 км под межгорными впадинами до 52–64 км под горными хребтами, превышает мощность коры, которую можно было бы получить коллизи-онным сжатием «нормальной» платформенной коры. Это заставило допустить, что до начала новейшего этапа кора региона была утолщена и состояла из верхней «нормальной» части мощностью ~42 км и нижней части мощностью 5-15 км, состоящей из гранатовых гранулитов и эклогитов, близких по плотности к мантии и потому не влиявших на высоту предорогенной поверхности выравнивания, достигавшей первых сотен метров. В процессе мантийных преобразований более плотные фрагменты этих метабазитов погрузились вместе с литосферной мантией и заны этих метаоазитов погрузились вместе с литосферной мантиси и за-местились астеносферным веществом, а менее плотные фрагменты под действием компонент активизированной мантии испытали разуплотне-ние и пополнили «нормальную» земную кору. Это могло вызвать до-полнительное воздымание поверхности на ~0.5 км. Подобный механизм мог бы объяснить плиоцен-четвертичное поднятие Большого Кавказа. Современного разуплотнения верхней мантии там не установлено. Скорость сжатия сейчас уступает той, что была в эпоху интенсивной миоценовой складчатости, которая не сопровождалась ростом гор. Возможно, соскладчатое утолщение коры компенсировалось уплотнением ее ниж-

ней части. Разуплотнение коры компенсировалось уплотнением ее ниж-ней части. Разуплотнение этого вещества в плиоцен-квартере под влия-нием глубинного источника могло бы привести к быстрому воздыманию. Итак, причинами горообразования были не только деформационное утолщение корового вещества, но и глубинные процессы, приведшие к разуплотнению верхов мантии и низов коры. Среди этих процессов реразульотнению верхов мантии и низов коры. Среди этих процессов ре-альными представляются замещение или пополнение литосферной ман-тии менее плотным астеносферным веществом и воздействие преобра-зованной мантии или ее подвижных компонент на земную кору. К причинам глубинных преобразований, приведших к ускорению вертикальных движений, можно подойти, опираясь на особенности но-

вейшего этапа как тектонического события в эволюции Земли. Новейший этап и, тем более, плиоцен-квартер при всех локальных изменениях не отличается в глобальном масштабе от предыдущих этапов развития Земли сутью взаимодействий и средними скоростями движения плит. Проявления горообразования, как и другие признаки усиления вертикальных движений, в частности, углубление морских впадин, наложены на разные геодинамические обстановки таких взаимодействий. Новейший этап – последний в ряду орогенных этапов фанерозоя, повторявшихся в среднем через ~200 млн лет. Лишь герцинский орогенный этап с пиком горообразования в артинский век имел место раньше, чем предполагает такая периодичность, возможно, из-за образования Пангеи в карбоне. Наложенность орогенных этапов на тектонику плит приводит к предположению об энергетических автоколебаниях развития Земли, которые периодически повышали вклад нижней мантии в тектонические процессы и усиливали контрастность вертикальных движений. С этими глубинными воздействиями может быть связана частичная перестройка взаимодействия плит в новейшее время, а именно: тот факт, что Евразийская плита лишилась на значительном протяжении обрамлявших ее зон субдукции и испытала дополнительное сжатие за счет разрастания океанской литосферы. Это сказалось на глобальном балансе плитных взаимодействий и способствовало горообразованию.

В.П. Трубицын¹

Природа мантийных химических резервуаров и плюмов горячих точек, роль воды в глобальной геодинамике и геологической истории

В связи с появлением новых более точных материалов измерений свойств пород, данных сейсмической томографии и геохимии в настоящее время происходит существенное изменение представлений о строении мантии и глобальной геодинамике.

1. Несостоятельность моделей перемежающейся мантийной конвекции с барьером на глубине 660 км. Базальты океанических хребтов (MORB) деплетированы по несовместимым элементам, которыми обогащена континентальна кора. Базальты горячих точек (OIB), генерируемые плюмами нижней мантии, имеют химический состав, близкий к составу первичной мантии. Поэтому была предложена геохимическая модель с двумя резервуарами. На глубине 660 км оливин из фазы рингвудита переходит в перовскит. Этот переход тормозит конвекцию. В течение предыдущих двух десятилетий были рассчитаны сотни моделей, показывающих, что при большом наклоне фазовой кривой возникает перемежающаяся конвекция с периодическим разделением течений верх-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

ней и нижней мантии. При этом объединение течений происходит в результате гигантских прорывов вещества (аваланчей) из верхней мантии в нижнюю. Многие авторы сопоставляли эти колебания конвекции с глобальными тектоническими циклами Земли.

Однако новые измерения с улучшенной техникой [1] показали, что наклон фазовой кривой в 5–10 раз меньше, чем тот, который ранее принимался. Согласно новым численным моделям [2] при этих значениях параметров фазовый переход на глубине 660 км очень слабо влияет на конвекцию и не приводит ни к аваланчам, ни к раздельной конвекции. Детальные сейсмические данные показывают [3], что измеренные смещения границы фазового перехода 660 км соответствуют именно новым значениям фазовой кривой и в несколько раз меньше ранее принимаемых, а также то, что на глубине 660 км не происходит изменения химического состава [4]. Последние данные геохимии дают значения для массы деплетирпованной мантии в 40–94% от массы всей мантии, что больше массы верхней мантии (включая переходную зону), составляющей 26% [5]. Таким образом, совокупность данных о свойствах минералов, прямых сейсмических измерений и данные геохимии свидетельствуют против моделей перемежающейся конвекции с разделением на верхнюю и нижнюю мантию по границе фазового перехода 660 км.

2. Мантийные химические резервуары в моделях конвекции с химическими скачками плотности. Поскольку объем деплетированной мантии больше объема верхней мантии, то химические границы должны быть в нижней мантии. Однако до последнего времени в нижней мантии сейсмически обнаруживалась только одна граница D" на глубине 2700 км (хотя и были неуверенные указания на границу в 1600 км). Возможное решение вопроса получено в последнее время. Новое более точное моделирование термохимической конвекции, в частности проведенное автором [6], показало, что химически расслоенная конвекция в нижней мантии может существовать в течение 1–2 млрд лет даже при малом скачке плотности всего 2%. При этом граница раздела химических слоев оказывается очень неровной с амплитудами смещений от сотен до тысячи километров. Такая неровная граница пока не может быть выявлена даже региональными сейсмическими данными. Малая величина скачка плотности находится в пределах точности глобальной томографии. Однако после специальной обработки данных глобальной томографии [7] можно четко видеть резкое изменение трехмерной структуры мантии на глубине около 1600 км. Таким образом, основные химические резервуары могут представлять собой очень неровные слои с усредненными границами 1600 км и 2700 км. Эти резервуары не смешиваются между собой, но проницаемы для быстрых субдуцирующих литосферных плит и плюмов. Плиты, достигающие дна мантии, привносят в эти слои океаническую кору, континентальные осадки и деламинированную континентальную литосферу. В результате, кроме MORB и OIB в мантии возникают и другие более детальные химические резервуары типа EM1, EM2, HIMU и др.

3. Модель фильтрации восходящих мантийных потоков при их насыщении водой в переходной зоне и частичного плавления на глубине 400 км. Наряду с химическим расслоением нижней мантии, на-блюдаемые различия состава MORB и OIB могут определяться глобальным распределением воды в мантии. Согласно данным минералогии, содержание воды в минералах в переходной зоне (410-660 км) оценивается в 0.2-1.0%, в то время как в верхней и нижней мантии – в 0.01% [8]. Медленные восходящие мантийные потоки, проходя переходную зону, успевают насытиться водой, которая понижает температуру плавления. По выходе из переходной зоны на глубине 400 км вещество восходящих потоков частично плавится. Так как в расплав уходят несовместимые элементы, то поднимающийся выше поток становится деплетированным и порождает MORB-базальты. Быстро поднимающиеся плюмы не успевают насытиться водой в переходной зоне. Поэтому плюмы имеют состав первичной мантии, порождая OIB-базальты. Несмотря на то, что полуколичественный анализ указывает на такую возможность деплетирования медленных мантийных потов, окончательное решение о вкладе рассматриваемого процесса в различие MORB и OIB требует еще построения детальных численных моделей и проведения экспериментов по измерению скорости перераспределения воды и несовместимых элементов.

4. Роль воды в тектонике и геологической истории Земли. Литосфера понимается как верхний аномально высоковязкий слой мантии. Поскольку вязкость резко растет с понижением температуры, то обычно нижнюю границу океанической литосферы определяли по изотерме 1250°С. Поскольку с удалением от хребта плита остывает, то толщина плиты росла бы по корневому закону от нескольких километров до ста км. Однако вязкость растет также и при уменьшения содержания воды. Под хребтами вещество мантии частично плавится на глубине 50 км. При этом вода уходит в расплав, образующий кору. Поэтому уже вблизи хребта возникает сухой высоковязкий слой, т.е. литосфера толщиной до 50 км. Вблизи зоны субдукции, несмотря на большое остывание плиты, она размывается снизу течениями мелкомасштабной конвекции. Таким образом, толщины литосферных плит должны мало меняться на протяжении от хребта до зоны субдукции. Этот важный для тектоники эффект исследуется уже в течение десятилетия, но мало учитывается геофизиками и геологами. Вода также играет важную роль и в геологической истории. Земля остывает со скоростью в 30–50 К/млн лет. При более высокой температуре в архее зона частичного плавления могла превышать 100 км. Соответственно, такой же толщины могли быть сухие высоковязкие литосферные плиты [9]. До последнего времени оценки баланса тепла приводили к парадоксу, так как требовали содержания радиоактивных элементов в мантии, большего, чем в хондритах. При более толстых архейских плитах остывание Земли происходило более медленно, чем обычно принимается. Поэтому за геологическую историю Земля потеряла меньше тепла, и баланс тепла удовлетворяется при нормальном содержании радиоактивных элементов в мантии.

Литература

1. *Litasov K.D., Ohtani E.* Influence of water on the phase transitions of olivine and its polymorphic in the Earth's mantle // EOS Trans. AGU. 2005. V. 86(52). Fall Meet. Suppl., Abstract MR44A-01.

2. *Трубицын В.П., Евсеев А.Н., Баранов А.А., Трубицын А.П.* Влияние эндотермического фазового перехода на массообмен между верхней и нижней мантией // Физика Земли. 2008. № 5 (в печати).

3. *Niu F., Solomon S.C., Silver P.G., Suestsugu D., Ingoue H.* Mantle transition zone structure beneath South Pasofic Superswell and evidence for a mantle plume underlyung the society hotspot // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 198. P. 371–380.

4. *Castle J.C., Creager K.C.* Seismic evidence against chemical discontinuity near 660 km depth beneath Izu-Bonon // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 241–244.

5. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 2001. 940 p.

6. *Трубицын В.П.* Модели термохимической конвекции с формированием химических резервуаров и плюмов горячих точек // Физика Земли. 2008. №8 (в печати).

7. *Tackley P*. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory // Science. 2000. V. 288. P. 2002–2007.

8. *Brcovici D., Karato S.* Whole mantle convection and transition zone water filter // Nature. 2003. V. 425. P. 39–44.

9. *Korenaga J.* Energetics of mantle convection and fate of fossil heat // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. P. 1437–1445.

Геодинамические процессы и геомагнитные аномалии (на примере района Везувия)

Геодинамические процессы в переходных зонах между океаном и континентом, а также на границах континентальных блоков с блоками, соответствующими краевым и внутренним морями, могут формировать геомагнитные аномалии. Исходя из этого, представляется возможным на основе характеристик геомагнитного поля, записанных в горных породах, моделировать геодинамические процессы прошлого. Это теоретически. Практически вопрос о геодинамических процессах и связанных с ними геомагнитных аномалиях рассмотрен на примере археомагнитных данных, характеризующих район вулкана Везувий.

Планета Земля обладает магнитным полем, источники которого расположены на глубинах более 2900 км. Геомагнитное поле является величиной векторной и исчерпывающим образом описывается тремя параметрами: величиной модуля (К), наклонением (I) и склонением (D) его вектора. Наклонение – это угол между направлением вектора и горизонтальной плоскостью, склонение – угол между проекцией вектора на горизонтальную плоскость и направлением географического меридиана. Геомагнитные полюсы Земли не совпадают с географическими. Более того, их положение меняется во времени, что и является причиной вариаций наклонения и склонения вектора геомагнитного поля. Параметры геомагнитного поля могут быть «записаны» в горных породах и артефактах. При осаждении терригенных отложений в морях и озерах часть их намагниченных частиц ориентируется в соответствии с направлением вектора геомагнитного поля. Эту ориентацию они сохраняют и в сформированной из осадков горной породе. Такой же механизм запоминания параметров магнитного поля и при образовании из вулканического пепла туфов. «Запись» геомагнитного поля в магматических породах и артефактах имеет другую природу. Большинство магнитных минералов теряет свою намагниченность при их нагревании выше точки Кюри (примерно 700°С). Если же субстанцию, содержащую магнитные минералы, нагреть, а потом начать понижать ее температуру, то при остывании несколько ниже точки Кюри, они (магнитные минералы) «запомнят» параметры геомагнитного поля. В процессе остывания магматические породы, образовавшиеся из расплавленных глубинных субстанций, «запоминают» параметры геомагнитного поля. К артефактам, «запоми-

¹ НИПИморнефтегаз, СП «Вьетсовпетро», Вунгтау, Вьетнам

нающим» параметры геомагнитного поля относятся керамические изделия и технологические сооружения, в которых присутствует обожженная глина – очаги, печи, домны и др. Имеются и специфические условия «запоминания» артефактами параметров геомагнитного поля. Например, их могут «запоминать» краски, содержащие магнитные минералы.

компнания» артефактами нараметров теомагнитного поля. Папример,
их могут «запоминать» краски, содержащие магнитные минералы.
Вариации параметров геомагнитного поля последних тысячелетий
изучаются главным образом в рамках дисциплины археомагнитометрия.
Кроме этой, чисто геофизической задачи, в рамках дисциплины археомагнитометрия ведется создание инструментов датирования артефактов
и природных объектов (методическая задача), а также собственно датирование (прикладная задача).

По опубликованным материалам [2–4, 6] нами сформирована выборка фактических данных, характеризующих эволюцию параметров геомагнитного поля Южной Италии и палеомагнитных параметров образцов, характеризующих известные извержения Везувия. Структура выборки приведена в комментариях к рисунку. Семь образцов характеризуют параметры геомагнитного поля на дату извержения Везувия 79 года [2, 3, 6]. Три из них характеризуют пирокластические породы (отложения вулканического туфа) на территории Помпей и Геркуланума. Четыре образца характеризуют артефакты, причем один из них характеризует помпейскую фреску (объект Stabian Baths). Фреска написана краской, которая содержит ферромагнитный пигмент. Часть его частиц успела ориентироваться по направлению вектора геомагнитного поля до затвердевания субстанции – штукатурка-краска. Другой образец получен из обожженной глины печи, находящейся в Помпеях около Porta Егсоlano. Предполагается, что фреска написана незадолго до извержения Везувия 79 года, а также и то, что незадолго до него в печи велся обжиг изделий из глины. Относительно других образцов ничего определенного мы сказать не можем.

мы сказать не можем. Выборка палеомагнитных параметров образцов, характеризующих извержение Везувия 79 года, делится на два кластера (см. рисунок). Кластер «Пирокластические породы» включает только образцы туфа, кластер «Артефакты» – только образцы, характеризующие артефакты. На диаграмме кластеры не накладываются друг на друга. Вывод очевиден: в оцененных палеомагнитных параметрах образцов имеется системное несоответствие. Системной погрешностью искажены либо результаты оценки палеомагнитных параметров образцов туфа, либо образцов, характеризующих артефакты. С целью внесения ясности в этот вопрос выполнен дополнительный анализ фактических данных, приведенных в публикациях [3, 4]. По результатам анализа всей совокупности данных установлено, что самые большие величины расхождений направления



Рисунок. Сопоставление фактических данных, характеризующих эволюцию параметров геомагнитного поля Южной Италии, и палеомагнитных параметров образцов, характеризующих известные извержения Везувия. Палеомагнитные параметры образцов приведены к координатам вулкана Этна (Сицилия)

[4]: Результаты инструментальных замеров (Лондонская обсерватория) направления вектора геомагнитного поля, представленные в виде траектории движения Северного магнитного полюса, показаны сплошной линией; стрелки – годы измерений; черные кружки – направления векторов остаточной намагниченности образцов лавы извержений вулканов Этна (Е) и Везувий (V), величина кружка соответствует погрешности измерений. Цифра около кружка – год извержения. Точечной линией показана траектории движения Северного магнитного полюса, оцененная по палеомагнитным параметрам продуктов извержений вулканов Этна и Везувий.

[2, 3, 6]: Палеомагнитные параметры образцов, характеризующих извержение Везувия 79 года: треугольники – образцы, характеризующие пирокластические породы (отложения вулканического туфа); кружки – образцы, характеризующие артефакты. Палеомагнитные параметры образцов показаны без погрешностей измерений.

[3, 4]: Пунктирными кружками показаны направления векторов остаточной намагниченности образцов лавы. Во внимание приняты только параметры образцов, не соответствующие параметрам геомагнитного поля на дату извержения; квадрат – образец, характеризующий лаву извержения 1697 года (без погрешностей измерений).

Стрелки серого цвета маркируют условную линию, к которой приурочены самые большие величины расхождений направления вектора остаточной намагниченности образцов, характеризующих извержения Везувия, с общим направление вектора геомагнитного поля Южной Италии
вектора остаточной намагниченности образцов, характеризующих извержения Везувия, с общим направлением вектора геомагнитного поля Южной Италии приурочены к условной линии северо-восточного простирания (см. рисунок). К этой линии приурочено и системное несоответствие между параметрами образцов, характеризующих пирокластические породы и артефакты.

Скорее всего, системное несоответствие между параметрами образцов, характеризующих пирокластические породы и артефакты, обусловлено краткосрочными изменениями параметров геомагнитного поля во время извержений Везувия. Эти краткосрочные изменения «записаны» в продуктах извержений вулкана. К этому следует добавить, что авторы публикации [5] отметили аномальные палеомагнитные характеристики образцов лавы извержения Везувия 1906 года. А авторы публикации [1] констатировали, что палеомагнитные параметры 4 и 14 изученных ими лавовых потоков на склонах Везувия не соответствуют калибровочной кривой археомагнитного датирования SIVC. Ими сделано предположение, что аномальные палеомагнитные параметры отражают локальные изменения геомагнитного поля во время извержений. В параметрах артефактов «записаны» неискаженные параметры геомагнитного поля Южной Италии. Это понятно. Момент фиксации в них параметров геомагнитного поля не совпадает с извержением Везувия 79 года. Рассмотренные фактические данные указывают на то, что геодинамические процессы, сопровождающиеся извержениями вулканов, могут формировать геомагнитные аномалии, которые записаны в продуктах их извержений. В свою очередь, палеогеомагнитные параметры продуктов извержений вулканов могут служить информационной базой для моделирования геодинамических процессов.

Литература

1. Conte G., Urrutia-Fucugauchi J., Goguitchaichvili A., Incoronato A. Paleomagnetic Dating of Lava Flows of Uncertain Age, Somma-Vesuvius Volcanic Complex (Southern Italy) // Int. Geol. Rev. 2006. V. 48, N 4. P. 349–359(11).

2. Evans M.E., Hoye G.S. Archaeomagnetic results from southern Italy and their bearing on geomagnetic secular variation // Phys. Earth and Planet. Inter. 2005. V. 151. P. 155–162.

3. Tanguy J.-C., Goff M.L., Principe C., Arrighi S., Challemi V., Paiotti A., Delfa S.L., Patene G. Arheomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 211. P. 111–124.

4. Tanguy J.-C., Principe C., Arrighi S. Comment on «Historical measurement of the Earth's magnetic field compared with remanence direction from lava in Italy over the last four centuries» / Eds. R. Lanza, A. Meloni, E. Tema // Phys. Earth and Planet. Inter. 2005. V. 152. P. 116–120.

5. *Tiano P., Incoronato A., Tarling D.H.* Palaeomagnetic study on Vesuvius lava flows // Geophys. J. Intern. 2005. V. 163. P. 518.

6. Zanella E., Gurioli L., Chiari G., Ciarallo A., Cioni R., De Carolis E., Lanza R. Archaeomagnetic results from mural paintings and pyroclastic rocks in Pompeii and Herculaneum // Phys. Earth and Planet. Inter. 2000. V. 118. P. 227–240.

А.М. Тюрин¹

Уточнение характеристик геомагнитной аномалии Sterno-Etrussia

Имеется принципиальная возможность на основе параметров геомагнитного поля, записанных в горных породах и артефактах, моделировать эволюцию внутренних оболочек Земли и восстанавливать ее геологическую историю. В вязи с этим, представлялось целесообразным выполнить анализ фактических данных, характеризующих геомагнитную аномалию Sterno-Etrussia.

Геомагнитная аномалия Sterno-Etrussia выявлена по 16 массивам палеомагнитных данных, характеризующих археологические сайты и разрезы донных отложений Северного полушария. Общие сведения по 15 массивам и результаты их обобщения приведены в публикации (Dergachev, 2004). По результатам археомагнитного изучения обожженной глины печей Этрускии и Греции высказано предположение (Ransom, 1973), что в VIII в. до н.э. вектор геомагнитного поля в этих регионах резко и кратковременно менял свое направление [5]. Такое поведение вектора геомагнитного поля называется экскурсом. В Грузии по результатам изучения керамики и геологических осадков получены аналогичные результаты (Burakov, 1990; Popova, 1981, 1990, 1991). Хронологическая привязка экскурса – 2700 ВР год (соответствует IX в. до н.э.). Здесь и далее индексом ВР обозначаются радиоуглеродные (некалиброванные) даты (BP – before present, present = 1950 год). Аномалия геомагнитного поля получила название ««Sterno-Etrussia» Geomagnetic Excursion» [5, 9]. Предположение о том, что в 8 веке до н.э. произошло резкое изменение направления вектора геомагнитного поля, сделано и по резуль-

¹ НИПИморнефтегаз, СП «Вьетсовпетро», Вунгтау, Вьетнам

татам археомагнитного изучения артефактов Сирии, датированных ар-хеологическими и радиоуглеродным методами [10]. Аномалия Sterno-Etrussia выявлена в разрезах донных осадков Бал-тийского, Белого и Баренцева морей (Kochegura, 1992), а также отложе-ний Верхней Оби (Gnibidenko, 2000). Соответствующие иллюстрации фактических данных приведены в публикации [5]. Основная характери-стика аномалии Sterno-Etrussia – резкое кратковременное изменение направления вектора магнитного поля. Возможно, экскурсу предшествовало снижение его напряженности. Хронологическая привязка аномалии – 2700 ВР год, продолжительность – 200–300 лет. Аномалия маркирует начало резкого изменения климата, приведшего к экологическим и гуманитарным последствиям. Наиболее полное обобщение фактических данных о резком изменении климата приведено в публикации [6]. Это событие приурочено к 2650 ВР году, что соответствует 800 г. до н.э. В Европе, начиная с этого рубежа, отмечается возрастание скорости накопления отложений в болотах, что указывает на изменение климата с су-хого и теплого на холодный и влажный. Отмечается и резкий подъем уровня грунтовых вод. Это привело к тому, что долговременные поселе-ния людей в низинах на территории Нидерландов были покинуты. Обращено внимание, что хронологическому рубежу изменения климата соответствует резкое возрастание продуцирования в атмосфере изотопа ¹⁴С. Это, по мнению авторов публикации, может быть связано со сниже-нием в верхних слоях атмосферы интенсивности галактических лучей, что, в свою очередь, обусловлено вариациями солнечной активности и что, в свою очередь, обусловлено вариациями солнечной активности и (или) напряженности геомагнитного поля. К этому можно добавить дан-ные, принятые во внимание при реконструкции колебания уровня Кас-пия в исторический период [3]. В программной статье на сайте «Project CASPAGE Dating Caspian Sea Level Change» [4] и в одном из докладов на международной конференции [8] приводятся обобщенные результаты рамеждународной конференции [6] приводятся осоощенные результаты ра-диоуглеродного датирования уровня Каспия. В голоцене выделено пять периодов его высокого стояния. Два последних приурочены к 3000 и 200 ВР годам. Выделяется и кратковременное повышение уровня Каспия, приуроченное к 2600 ВР году. Отмечено, что оно соответствует смене па-леогидрологического режима в бассейне Верхней Волги, где примерно в 2600 ВР году произошло внезапное тотальное наводнение и депопуляция [7]. В связи с вышесказанным можно говорить о неком Событии, случив-шимся примерно в 2600–2700 ВР годах по хронологии, принятой в Тра-диционной Истории. Это событие имело глобальные последствия. Таким образом, геомагнитная аномалия Sterno-Etrussia является од-

ним из проявлений глобального События, к которому приурочено и резкое изменение геоэкологической обстановки по крайней мере в нескольких регионах Земли. Но здесь возникает одно противоречие. Последствия События «записаны» не во всех природных архивах информации (геологических, гляциологических и дендрохронологических), характеризующих состоянии верхних оболочек Земли. Возможно, это связано с неверным датированием аномалии Sterno-Etrussia, которое выполнено по историческим данным и радиоуглеродным методом. Сегодня имеются серьезные сомнения в достоверности как хронологии, принятой в Традиционной Истории [1], так и достоверности результатов радиоуглеродного датирования [2]. О последнем свидетельствуют и скорости осадконакопления донных осадков, оцененные по официальным результатам радиоуглеродного датирования, приведенным в публикации [5]. Среднегодовое количество осадков в Баренцевом море в раннем и среднем голоцене было стабильным. В позднем голоцене среднегодовое количество осадков уменьшалось, в последнем тысячелетии оно было аномально низким. Скорее всего, эта модель осадконакопления характеризует не скорость геологического процесса (скорость осадконакопления), а особенности результатов радиоуглеродного датирования.

В связи с вышесказанным представлялось целесообразным выполнить датирование аномалии Sterno-Etrussia независимым методом. График остаточной намагниченности донных отложений Баренцева моря [5] характеризует вариации напряженности геомагнитного поля в голоцене, а раз так, то можно выполнить его прямое сопоставление с оценкой последнего параметра (см. рисунок). Один хронологический рубеж, по которому следует совместить графики остаточной намагниченности осадков и напряженности геомагнитного поля, определен. Поверхность донных отложений соответствует дате отбора проб – 1998 год, а график напряженности геомагнитного поля построен до 2000 года. Второй хронологический рубеж совмещения – отметка «2.18 метра» и точка «1250 год до н.э», определен по конфигурации графиков. Отметке «2.18 метра» на графике соответствует локальный максимум остаточной намагниченности. Ниже по разрезу отложения имеют низкие значения намагниченности, выше – высокие значения. Им на графике соответствует плато. График напряженности магнитного поля имеет аналогичную конфигурацию вблизи точки «1250 год до н.э». После совмещения графиков по двум точкам получено поразительное совпадение палеомагнитных характеристик донных отложений Баренцева моря и оценки вариаций напряженности геомагнитного поля. Границы плато остаточной намагниченноти отложений совпали с границами плато напряженности поля. Самая яркая за последние тысячелетия геомагнитная аномалия – Sterno-Etrussia, практически ювелирно совпала с одной из самых ярких характеристик геомагнитного поля – приуроченному к концу первого тысячелетия на-



Рисунок. Палеомагнитные характеристики донных отложений Баренцева моря: наклонение (а), остаточная намагниченность (b) (Dergachev, 2004) и вариации напряженности геомагнитного поля в голоцене (c) (Yang, 2000).

Цифры вблизи точек графика напряженности геомагнитного поля соответствуют календарным годам, к которым они относятся: + – годы н.э., - – годы до н.э. Пояснения см. в тексте

шей эры переходу от квазистабильной величины его напряженности к резкому снижению. Граница небольшого локального максимума остаточной намагниченности отложений, примерно соответствующая глубине 3.8 м, скорее всего, соответствует границе локального максимума напряженности геомагнитного поля, находящейся вблизи точки «6590 год до н.э.». По результатам совмещения аномалия Sterno-Etrussia датирована 780–920 годами н.э.

Обобщенная модель аномалии Sterno-Etrussia выглядит следующим образом. Аномалия представляет собой резкое кратковременное уменьшение напряженности геомагнитного поля и изменение направления его вектора (до 90° по склонению и наклонению). Дата аномалии – 780–920 годы н.э. Аномалия маркирует границу двух принципиально разных типов эволюции геомагнитного поля. В период, предшествующий аномалии (длительность периода примерно 2 тыс. лет), напряженность геомагнитного поля была высокой и квазистабильной. В период после аномалии напряженность геомагнитного поля снижается. Аномалия Sterno-Etrussia явилась следствием некоего События, которое имело глобальные геологические, экологические и гуманитарные последствия. К ним можно отнести изменения в глубинных оболочках Земли, обусловившие изменение характера эволюции геомагнитного поля, изменение экологических характеристик верхних оболочек Земли и условий биосферных процессов, ухудшение условий жизни сообществ людей в средних широтах.

Итак, имеется две модели аномалии Sterno-Etrussia. Одна из них приведена в публикации [5], другая – в нашем докладе. Новыми элементами нашей модели являются датирование аномалии 780–920 годами и ее приуроченность к границе двух принципиально разных типов эволюции геомагнитного поля. В будущем можно будет верифицировать эти модели по последствиям События, записанным в природных архивах, имеющих хронологическую привязку, независимую от Традиционной Истории и радиоуглеродного датирования.

Литература

1. Сайт проекта Новая Хронология. http://www.chronologia.org/

2. *Тюрин А.М.* Алгоритмы фальсификации и ре-фальсификации результатов радиоуглеродных датировок // Новая Хронология. Вып. 3. 2005. http://new.chronologia.org/volume3/turin_alg.html

3. *Тюрин А.М.* Реконструкция колебаний уровня Каспия в исторический период // Новая Хронология. 2007. Вып. 5. http://new.chronologia.org/volume5/tur_rec3.html

365

4. Dating Caspian Sea Level Change. Сайт проекта: Project CASPAGE Dating Caspian Sea Level Change. http://www.caspage.citg.tudelft.nl/project.html

5. Dergachev V.A., Raspopov O.M., van Geel B., Zaitseva G.I. The 'Sterno-Etrussia' Geomagnetic Excursion Around 2700 BP and Changes of Solar Activity, Cosmic Ray Intensity, and Climate // Radiocarbon. 2004. V. 46, N 2. P. 661–681.

6. Geel v.B., Plicht v.d.J., Kilian M.R., Klaver E.R., Kouwenberg J.H.M., Renssen H., Reynaud-farrera I., Waterbolk H.T. The Sharp Rice of Δ^{14} C ca 800 cal BC: Possible Causes, Related Climatic Teleconnections and the Impact on Human Environments // Radiocarbon. 1998. V. 40, N 1. P. 535–550.

7. Gracheva R., Vandenberghe J., Uspenskaya O., Sulerzhitskiy L., Sorokin A., Tishkov A. Holocene environmental changes in Upper Volga basin: multidisciplinary approach to study. International Conference Rapid Sea level change. 2005. http://www.caspiansealevelchange.org/AbsPref18apr.pdf

8. Kroonenberg S.B., Abdurakhmanov G.M., Aliyeva E.G., Badyukova E.N., Boels J., Borg K., Hoogendoorn R.M., Huseynov D., Kalashnikov A., Kasimov N.S., Rychagov G.I., Svitoch A.A., Vonhof H.B., Wesselingh F.P. Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian Sea. Dating Caspian Sea Level Change. CASPAGE. Programme and Abstracts. First meeting, 2003. Moscow; Astrakhan. http://www.caspage.citg.tudelft.nl/Download/PrograbsIGCP.doc

9. *Nami H.G.* Probably Middle Holocene Geomagnetic excursion at the Red Rock archeological site, California // Geofisica International. 1999. V. 38, N 4. P. 239–250.

10. Speranza F., Maritan L., Mazzoli C., Bonacossi D.M., Caracciolo F. D'A. First directional archaeomagnetic results from Syria: evidence from Tell Mishrifeh/Qatna // Geophys. J. Intern. 2006. V. 165, N 1. P. 47.

Г.Ф. Уфимцев¹

Новейший орогенез на Земле: основные факторы, особенности и воздействие на человека

Новейшая тектоника и новейший орогенез, в частности, – это тектоника земной поверхности, и временные рамки ее проявления изменяются, в общем случае завися от размеров изучаемых объектов, объемы которых «вмещают» различные количества времени. На глобальном уровне новейшая тектоника эквивалентна временным рамкам альпийского тектонического этапа. Если мы принимаем положение о тектонике земной поверхности, то следует учитывать, что в науках о Земле неявным

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

образом используются два понятия о последней: 1) земная поверхность как тело, лишенное толщины и, следовательно, необъемное (математический смысл понятия); 2) земная поверхность есть переходный слой между «твердой» Землей и подвижными геосферами (физическая земная поверхность). В региональных неотектонических обобщениях слой земной поверхности ограничен сверху вершинной поверхностью, а снизу – базисной поверхностью или подошвой рыхлых (неоген-четвертичных в общем случае) образований. Здесь мы изучаем и вещество приповерхностных частей литосферы, и «рельефы» земной поверхности – собственно рельеф и морфологические особенности подошвы рыхлых отложений и других разделов в физическом слое земной поверхности.

Физический слой земной поверхности как слой взаимодействия литосферы и подвижных стихий обладает несколькими особенностями. Между базисной и вершинной поверхностями рельефа он скелетен из-за эрозионного расчленения, особенно в горах. Это обусловливает в нем деформацию полей тектонических напряжений, которому способствует наличие свободного (заполненного веществом подвижных геосфер) верхнего и бокового (особенно в горах) полупространства. Последнее обстоятельство, в свою очередь, определяет возможность передачи лишних объемов вещества литосферы в сферу экзоморфогенеза. Все этот определяет геодинамические особенности тектогенеза в верхних частях литосферы.

В сравнении с континентами в океане многие черты новейшего орогенеза обладают существенными особенностями – можно даже сказать, что в океане многое в данном случае «поставлено на голову». Начиная с того, что единственно существующая здесь базисная поверхность выравнивания является вершинной – это уровень абрадированных вершин гайотов и аккумулятивных построек атоллов. Эта поверхность, в сущности, вневременная, полигенетическая и точечного распространения, так что глубины ее современного положения дают информацию о тектонических перемещениях на разные интервалы времени и лишь в региональном или глобальном плане.

В океане преобладают аккумулятивные горы, рост которых сопровождается погружением океанического ложа. Здесь горные сооружения в основном представлены двумя морфологическими типами: а) группы подводных гор вулканического происхождения, практически не сомкнутые в основаниях («рассеянные» орогены) и б) цепи вулканических гор типа Императорского хребта, которые можно относить к своеобразным океаническим шовным орогенам, тем более, что в Тихом океане, например, они фиксируют положение так называемого Великого Тихоокеанского геораздела (по Л.И. Крисному и Д.Е. Гершановичу). Это океанические антиподобия материковых шовных орогенов уральского типа. Новейшие орогены могут быть двускатные и односкатные, и эти последние в виде континентальных склонов наиболее распространены в океане, по протяженности превышая систему двускатных срединноокеанических хребтов.

Новейшая геодинамика горных областей отличается многофакторностью и частой трансформацией горизонтальных перемещений литосферы в вертикальные, и наоборот, причем это может быть многоуровневым. Сжатие литосферы во внутриконтинентальных коллизионных орогенах обусловливает рост горных поднятий. Тоже происходит и в рифтовых системах, когда над глубокими грабенами поднимаются их горные плечи – противоподнятия, и в обоих случаях именно вертикальные перемещения определяют тектонические и морфологические особенности горных сооружений.

Другим новым фактором новейшего орогенеза являются плотностные и температурные неоднородности литосферы и верхней мантии. Подлитосферные астенолисты вызывают общие сводовые воздымания возрожденных орогенических поясов типа Монголо-Сибирского пояса, мантийные горячие точки и линии обусловливают региональные цокольные воздымания в орогенах и сопутствующие им тектонические перекосы и разновысотные положения однотипных форм тектонические перекосы и разновысотные положения однотипных форм тектонического рельефа, например, грабенов юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Выступы аномальной мантии определяют развитие внутриконтинентальных рифтов, а форма выступов определяет структурно-морфологические особенности последних. Над наклонными скатами кровли аномальной мантии наиболее полно проявляются черты коллизионной новейшей геодинамики, чему также способствует тектоническая расслоенность литосферы, особенную роль в которой, видимо, занимает делитель на уровне раздела Конрада.

Существенна в новейшем орогенезе роль плотностных неоднородностей в литосфере. «Легкие» литосферные геоблоки (на Дальнем Востоке и Забайкалье – это структурные зоны, насыщенные мезозойскими гранитоидными массивами) испытывают длительные и постоянные сводовые воздымания, сквозные по отношению к эпохам орогенеза или тектонического покоя. На уровне гранитно-метаморфического и осадочного слоев происходят активные воздымания геологических тел как с дефицитом плотностей (гранитные массивы, вулканотектонические структуры), так и высокоплотностных (дунитовые массивы Урала) и, как правило, это комплексный механизм молодых тектонических перемещений, обеспеченный совместным влиянием двух-четырех факторов.

Кроме эндогенных факторов новейшего орогенеза, значительное влияние на последний оказывают и таковые экзогенные, из которых

главнейшими являются: 1) климатическая зональность, когда экран солнечного излучения обеспечивает более эффективное использование внутренней энергии Земли в низких широтах; 2) экзогенное облегчение литосферы, принимающей выше базисной поверхности скелетное состояние; 3) воздействие на земную поверхность быстрых перемещений и изменений состояний вещества внешних стихий (штормовое воздействие на берега, ветровое давление на горы и т.п.) – фактор, который практически остается вне внимания геологов и геоморфологов.

В структурно-морфологических особенностях областей новейшего орогенеза хорошо выражена иерархия структурных элементов: мегапоя-са и мегаобласти (срединно-океанические хребты, Альпийско-Гималайский пояс молодых гор); орогенические пояса и области (Монголо-Сибирский, Центрально-Азиатский горные пояса); орогены – эквиваленты структурных (структурно-формационных) зон; хребты-поднятия и межгорные впадины; малые неотектонические формы, например, сбросовые рвы и тектонические уступы, сбросообвалы и пр. Классификации последних обычно имеют целевой характер (например, при сейсмогеологических исследованиях) и, несомненно, необходимо создание таковых общего характера. Дело заключается в том, что именно малые неотектонические формы определяют геологическую опасность на земной поверхности. Опасные орогенические процессы оказывают на земную поверхность точечное, линейное или площадное воздействие, и в этом последнем случае собственно тектонические проявления обычно сопровождаются массовыми смещениями дезинтегрированного материала, оказывающими максимальное поражающее воздействие на земную поверхность на больших площадях. Именно эти явления, где активная тектоника оказывает влияние на экзоморфогенез, обусловливают природ-ные катастрофы. Эту ситуацию, используя игру слов, можно определить в краткой форме таким образом: геологическая опасность формируется и накапливается в переходном слое физической земной поверхности, а реализуется на земной поверхности (в ее математическом смысле).

Новейший орогенез на континентах проявляется в условиях различной геологической структуры, и поэтому мы обычно говорим о горах молодых, возрожденных (и омоложенных) и платформенных, которым свойственны различные механизмы образования. Молодым горам по преимуществу свойствен покровно-надвиговый (альпийский) или складчатый (юрский) механизмы горообразования. В возрожденных орогенических поясах широко проявлен сводово-глыбовый (гобийский) механизм горообразования, глыбовый или шовно-глыбовый (уральский) и сводовый (даурский). Рифтогенез на континентах проявляется в их внутренних частях (остаточно-глыбовые горы или байкальский механизм горообразования), либо на их краях, где формируются также односторонние горы – великие уступы, либо располагающиеся над пассивными континентальными окраинами, либо являющиеся тыловыми ограничениями шельфов окраинных морей. В условиях тектонического сжатия приповерхностный новейший орогенез дополняется выводом на земную поверхность (в сферу экзоморфогенеза) больших объемов «лишнего» литосферного материала. При рифтогенезе в верхних частях литосферы (над делителями-волноводами) происходит переукладка тектонических блоков, сопровождающаяся общим понижением земной поверхности – этот процесс можно было бы обозначить как тектоническую планацию, и он широко проявлен вдоль континентальных окраин южных материков и субконтинентов.

Н.И. Филатова¹

Роль синсдвиговых бассейнов в системе окраинных морей запада Тихого океана

Окраинные моря запада Тихого океана по структурной позиции могут быть разделены на три группы. Первая из них включает бассейны непосредственно граничащие с Евразийским континентом и обычно нарушающие край последнего – Курильский, Японский, Южно-Китай-ский, Сулу, Целебес (Сулавеси). Вторая группа бассейнов располагается вдоль границы Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит (точнее, - примыкая к Австралийскому континентальному сегменту последней) и включает моря Манус, Соломоново, Вудларк и др. Между этими двумя группами «пограничных» бассейнов, в более внутренних частях Тихого океана, располагаются бассейны третьей группы, куда входят Каролинское море, а также ряд разновозрастных бассейнов сложно построенной Филиппиноморской плиты. Эти три группы окраинных морей, имея единую глобальную причину возникновения, различаются спецификой конкретных кинематических и геодинамических режимов формирования. В настоящем сообщении рассмотрены бассейны зоны перехода Евразийский континент – Тихий океан (на примере Южно-Китайского, Японского, Курильского), общей чертой которых является синсдвиговый характер, т.е. развитие по механизму пулл-апарт.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Формирование Южно-Китайского моря связывается с левосторонними перемещениями континентальных блоков Южного Китая по субширотным сдвигам Красной Реки и Трех Пагод и ротацией Юго-Восточного Китая по часовой стрелке [10; и др.]. Эоценовый этап континентального рифтогенеза сменился здесь окраинно-морским спредингом, длившимся (судя по магнитным аномалиям) в интервале 32–17 млн лет. Прекращение спрединга на рубеже раннего–среднего миоцена было обусловлено обстановкой прогрессирующего сжатия, приведшего к субдуцированию окраинно-морской плиты в Манильский жёлоб, начиная с 17 млн лет; к настоящему времени, судя по данным сейсмотомографии, субдуцировано не менее 1000 км этой плиты [7].

Главными структурообразующими элементами расположенных севернее Японско-Татарского и Курильского (а, возможно, и Дерюгина) бассейнов явились эшелонированные системы субмеридиональных правосторонних сдвигов Гото-Цусима и Татарско-Хидака, а также аналогичной кинематики сдвиги в прилежащем крае востока Евразийского континента [1, 3; и др.]. Ограниченные этими системами сдвигов Японский и Татарский сегменты единого окраинно-морского бассейна разли-чались интенсивностью растяжения: формированием окраинно-морской коры в первом и лишь утонением континентальной коры в последнем. Начальный эоцен-олигоценовый континентальный рифтогенез сменился здесь прогрессирующим растяжением с отчленением по сдвигам от края здесь прогрессирующим растяжением с отчленением по сдвигам от края Азии Японского микроконтинента. Процесс спрединга и формирование окраинно-морской коры в Японском бассейне начались, по данным глу-боководного бурения, около 25 млн лет. Максимальное его раскрытие произошло около 17–15 млн лет. Аналогичная стадийность развития прослеживается на северном окончании Японского моря, в Татарском рифте [1; и др.]. Начальный рифтогенез континентальной коры конца палеоцена – эоцена сменился здесь стадией олигоцен-среднемиоценового максимального растяжения с утонением континентальной коры до 25 км и накоплением мощного комплекса трансгрессивного типа, венчающегося среднемиоценовыми регрессивными фациями. Глубинное строение Татарского рифта характеризуется локальным подъемом (до уровня 50 км) астеносферы, создающей здесь повышенный тепловой поток [1, 2]. Астеносферный диапир ограничен узкими градиентными ступенями, со-ответствующими зонам сдвигов, которые обрамляют Татарский и Япон-ский бассейны и проникают до мантийных и астеносферных глубин.

Курильский бассейн, по современной позиции формально являющийся тыловодужным, генетически связан со сдвиго-раздвиговыми перемещениями в пределах континентальной коры [9; и др.]; это аналог Японского бассейна пулл-апарт. Разница заключается лишь в том, что Японский бассейн, ограниченный двумя субпараллельными системами сдвигов, приобрел ромбовидную форму, тогда как раскрытие Курильского бассейна (закончившееся в позднем миоцене) определялось лишь западной сдвиговой зоной, что обусловило его треугольную в плане форму. Максимальное растяжение континентальной коры произошло в юго-западной части бассейна, примыкающей к структурообразующей Татарско-Хидака сдвиговой системе, и именно здесь в среднем – начале позднего миоцена развился спрединг с образованием окраинно-морской коры (с повышенным тепловым потоком), тогда как северо-восточная часть бассейна подстилается растянутой континентальной корой [1, 2; и др.].

Образование синсдвиговых окраинно-морских бассейнов сопровождалось в пределах востока Азии континентальным рифтогенезом, вызванным перемещениями по системам сдвигов, в зонах которых развивались минибассейны пулл-апарт [3; и др.]. К ним относятся многочисленные синсдвиговые рифты Китайско-Корейско-Приморского региона и Японского микроконтинента, сопряженные с Японско-Татарским бассейном, а также рифты Ому-Камикава и Монбетсу-Рубешиве северовостока о-ва Хоккайдо на юго-западном обрамлении Курильской котловины. В отличие от моделей, в которых эти структуры окраинно-континентального рифтогенеза рассматриваются в качестве failed rifts (не развившихся рифтов) [5], установлена их синхронность с окраинно-морскими бассейнами: в них прослежены те же стадии от начального до максимального растяжения, завершившиеся пострифтовым этапом [1, 3; и др.].

Общность развития окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы доказывается однотипным формационным рядом, включая магматические проявления. Свойственный начальному этапу континентального рифтогенеза базальтоидный магматизм известково-щелочной серии указывает на активизацию метасоматизированных верхнемантийных литосферных источников. Индикатором усиления растяжения края континента служат излияния толеитов, связанных с более глубинными астеносферными источниками. Первые поступления толеитов еще несут следы влияния известково-щелочной составляющей, которое исчезает на стадии максимального раскрытия окраинных морей, когда накапливались лавы типа P-MORB. Связь этих лав с астеносферными источниками доказывается данными сейсмопрофилирования: уровень подъема астеносферного диапира обнаруживает положительную корреляцию со степенью деплетированности пород и интенсивностью корового растяжения.

Среди многочисленных моделей генезиса окраинных морей запада Тихого океана, рассматривающихся обычно в качестве альтернативных, наиболее распространенными являются механизмы: откатывания жело-

ба (trench rollback); индуцированного субдукцией задугового спрединга; синсдвигового растяжения (pull-apart). Первая модель объясняется различными причинами: глобальной ротацией или ротацией микроплит, латеральным давлением мантийного или астеносферного потока при коллизии литосферных плит и т.д. Однако доминирует предложенная Д. Каригом модель задугового растяжения и спрединга под воздействием астеносферного апвеллинга, вызванного субдуцирующей океанической плитой. Термин «тыловодужные (задуговые) бассейны» получил столь широкое распространение, что генетическая связь этих структур с надсубдукционными вулканическими дугами принимается априори (и также широко используется при палеодинамических реконструкциях).

Что касается рассмотренных выше окраинных бассейнов (также зачастую считающихся тыловодужными), то синтез геологической и геофизической информации подтверждает модель их генетической связи со сдвигами, индуцированными процессом коллизии [10]. В целом, возникновение и завершение развития этих бассейнов находится в прямой зависимости от взаимодействия нескольких литосферных плит – Севе-ро-Американской, Тихоокеанской, Евразийской и Индо-Австралийской. «Жесткое» столкновение около 43 млн лет назад Индийского сегмента последней с Евразийским континентом (совпавшее с изменением направления движения Тихоокеанской плиты) обусловило деструкцию правления движения Тихоокеанской плиты) обусловило деструкцию края этого континента по сдвигам. Локально проявившийся в их зонах режим транстенсии сопровождался формированием бассейнов типа пулл-апарт, как окраинно-континентальных, так и окраинно-морских. Поскольку разрядка связанного с Индо-Евразийской коллизией напря-жения во времени распространялась по окраине континента в северном направлении, в этом же направлении происходит омоложение бассейнов (от олигоценового Южно-Китайского до средне-позднемиоценового Ку-рильского). Завершение развития синсдвиговых бассейнов связано с дальнейшей конвергенцией плит рассматриваемой области Земли. Око-ло 25 млн лет назад произошло столкновение Австралийского сегмента Индо-Австралийской плиты с Филиппиноморской [4; и др.], в результа-те чего последняя приобрела северонаправленное перемещение. Режим сжатия при закрытии бассейнов был обусловлен в позднем кайнозое встречным движением востока Евразийского континента и Филиппино-морской плиты с явлениями пограничной коллизии [6; и др.] и началь-ной субдукции япономорской коры. Эта обстановка сжатия усилилась в связи с тектонической экструзией Охотоморской микроплиты в юговосточном направлении, что явилось результатом взаимодействия Евразийской и Северо-Американской плит [8 и др.].

Работа выполнена при финансовой поддержке НШ-748.2006.5.

Литература

1. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45–58.

3. *Филатова Н.И*. Кайнозойские структуры растяжения в континентальном обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 67–88.

4. *Hall R*. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 20. P. 353–431.

5. *Ikeda Y., Stern R.J., Kagami H., Sun Ch.H.* Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: Implications for opening of the Kurile back-arc basin // Island Arc. 2000. V. 9. P. 161–172.

6. Lallemand S., Font Y., Bijwaard H., Kao H. New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications // Tectonophysics. 2001. V. 335. P. 229–253.

7. *Rangin C., Spakman W., Pubeller M., Bijwaard H.* Tomographic and geological constraints on subduction along the eastern Sundaland continental margin (South-East Asia) // Bull. Soc. Geol. France. 1999. T. 170. P. 775–778.

8. *Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M. et al.* Extrusion tectonics of the Okhotck plate, Northeast Asia // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20, N 7. P. 607–610.

9. *Takeuchi T*. K-Ar ages of the Tertary volcanic rocks in South Sakhalin and their tectonic significance // J. Geol. Soc. Japan. 1997. V. 103. P. 67–79.

10. *Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R.* On the mechanics of the collision between India and Asia / Collision Tectonics // Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 115–157.

Л.М. Филинский¹

Геотектоника и геодинамика: картографический аспект (принципы геотектонического районирования)

Со времен Л. Эли де Бомона и Д. Дана проблеме геотектонического районирования уделяется первостепенное внимание. История вопроса, практикуемые методические приемы составления тектонических схем и карт разного типа и масштаба изложены в работах Ю.А. Косыгина [2, 8],

¹ Институт геологических наук (ИГН) им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Б.П. Бархатова [1] и др., где авторы справедливо отмечают всю сложность интерпретации структур земной коры на любом уровне. В нашей статье [5] проблемы геотектонических построений объясняются тем, что Системы физико-географического и геологического ансамблей, характеризуясь одноуровневой суперпозицией, совместно образуют сложные природные системы, анализ и интерпретация которых весьма затруднены (для иллюстрации этого положения приводится пример «непримиримой борьбы» плейт-тектонической и геосинклинально-платформенной концепций в современной геотектонике). Именно суперпозиция террейнов литосферных плит и геотектоногенов тектоносферы формирует соответствующие *геотектонические пояса и страны, провинции, области, районы* с их композиционным латеральным и ярусным строением. И этот факт «наложения» физико-географических и геологических процессов определяет необходимость их изучения как в дифференциальном, так и в интегральном аспектах.

Вместо обзора традиционных методов геотектонического районирования ограничимся одним замечанием: геолого-структурные построения ведутся по принципу неоправданного отождествления структурноформационного и геотектонического планов, тогда как это «две большие разницы» – структурно-формационный план наложен на геотектонический, «размывая» границы последнего [9]. Иными словами, геодинамика маскирует геотектонику.

Районирование как общее понятие – это картографическое представление ансамбля динамических систем природных объектов, отражающего их род, иерархический уровень, внутри- и межсистемные генетические, пространственно-временные и функциональные связи, отраженные в их матричных классификациях. Таким образом, районирование выступает как последующая стадия системных исследований после предварительной систематики районируемых объектов. Но геотектоническое районирование должно учитывать родовую двойственность природы структур земной поверхности – физико-географическую и геологическую. В физико-географическом плане – это плейттектоническое районирование литосферы на гиперплиты, суперплиты, плиты, микроплиты и составляющие их террейны соответствующего иерархического уровня (см. матричную систематику террейнов [4]) с обязательным учетом их функциональных свойств – прямой и обращенной периодичности рифтогенеза и коллизии, сопровождаемых вулканическими и тафро-орогеническими процессами. Специфической особенностью плейттектонического районирования является акцент на латеральное строение литосферных плит с выделением геодинамических обстановок [3, 4]. В геологическом плане – районирование тектоносферы,

375

т.е., собственно геотектоническое районирование. Оно характеризуется акцентом на ярусное строение геотектоногенов соответствующего структурного уровня с учетом их функциональных свойств – прямой и обращенной периодичности складчатости и седиментогенеза (см. матричную систематику *геотектоногенов* [3, 4]. Сложность геотектонических построений заключается в синтезе латеральной и ярусной интерпретации геологического строения исследуемых территорий. К тому же исполнители обычно пытаются в современный план включить и палеоинформацию, не считаясь с требованием сравнительно-исторического подхода: каждому геологическому периоду – свой палеотектонический план. (Обычно практикуется «тектоностратиграфическое» выделение на тектонических картах в качестве *автономных* структурных подразделений *допалеозоид, ранних палеозоид* и т.п. [1], тогда как на этих картах должно быть отражено современное состояние структур земной коры с различными соотношениями *унаследованности* и *наложенности* тектонических процессов *в общем контуре* структурного подразделения.)

Матричная систематика террейнов и геотектоногенов, выделяя генетические, временные, рангово-структурно-морфологические и функциональные особенности геотектонических подразделений, является ключевым принципом их районирования. Так, глобальный плейттектонический план должен иллюстрировать выделение 32 литосферных микроплит, группирующихся на шесть глобальных подразделений с полным спектром гравитационно-инерционных взаимодействий: три подразделения, испытывающие в соответствующую фазу преимущественно гравитационное возмущение, и три – инерционное. В каждой функциональной группе следует выделить по одной суперплите с экстремальными (максимальными и минимальными) состояниями, по одной гиперплите – с минимально-максимальными значениями (по теории вероятности, «минимакс» – условие оптимизации процессов) и по одной суперплите – со средними значениями гравитационных и инерционных процессов с незначительной доминантой соответствующих взаимодействий. Каждая суперплита представлена четырьмя микроплитами, а гиперплита – двумя суперплитами (соответственно, восемью микроплитами). Микроплиты, составляющие плиты, отличаются противоположными соотношениями энергии горизонтальных и вертикальных движений с их общим балансом по всему ансамблю плейттектонических систем. В свою очередь, террейны, составляющие супер- и гиперплиты, характеризуются полным спектром *инерционно-динамических взаимодействий,* типов структур земной коры и обстановок. Наибольшим разнообразием и числом террейнов должны отличаться суперплиты, характеризующиеся средними значениями гравитационно-инерционных взаимодействий. Картографически глобальный геотектонический план подобен плейттектоническому, но характеризуется совершенно противоположными энергетическими соотношениями горизонтальных и вертикальных движений: литосферные микроплиты, испытывающие преимущественно горизонтальные движения, отражают *плюмовые процессы в тектоносфере*, а микроплиты, испытывающие вертикальные движения – латеральные конвективные потоки в мантии. Таким образом, композиционные геотектонические системы характеризуются полным спектром геодинамических процессов, соотношения которых в разных тектонических фазах меняются на полярно противоположные.

Наиболее важными структурными элементами плит (геоплит) являются террейны (геотектоногены) первого уровня: пояса и страны. Как правило, линейные пояса представляют собой бордюрные подвижные структуры в зонах сопряжения взаимодействующих плит, а мозаичнокаркасные ареальные «страны» – буферные структуры между подвижными поясами и кратонами. Сопряжение плит подобными бордюрными структурами создает геотектоническую иллюзию проявления «глобальных подвижных поясов»: «Средиземноморский», «Тихоокеанский», «Срединно-Антлантический» и т.п. Необходимо также отметить, что на уровне геотектонических поясов и стран в циклах их геологического развития для тафро-орогенических процессов соблюдается принцип изостазии, отражающий баланс между орогенными и тафрогенными структурами. При картографическом оконтуривании структурных подразделений такого уровня этот баланс играет роль методологического принципа геотектонического районирования. (На уровнях провинции, области, тем более района этот баланс не соблюдается.) Принцип изостазии выступает как частный случай общего принципа компенсации внутри-системных состояний и их функциональных свойств: на каждом струк-турном уровне следует выделять соответствующие этому уровню свойства, компенсируемые полярными свойствами в циклах геологического развития районируемых подразделений. Так, на уровне суперплит (геосуперплит) имеет место баланс между рифтогенными и коллизионными (седиментогенными и складчатыми) процессами; на уровне рифтогенного и коллизионного вулканизма, а также для процессов тафро-орогенеза – баланс между линейными и ареальными вулканическими и тафро-орогенными структурами; для магматических формаций – баланс между щелочными и щелочноземельными формациями как мантийной, так и коровой природы; для рудных формаций – баланс между сульфидными и оксидными ассоциациями как мафических, так и сиалических рудогенераций. Все перечисленные эффекты характеризуются прямой и обра-щенной периодичностью в полных циклах развития соответствующих систем согласно полярным характеристикам причинного действия и противодействия [3–7].

Проблема районирования усугубляется так называемым парадоксом иерархичности: нельзя выделить какой-либо уровень структурных подразделений, не имея глобального структурного плана, а глобальный план нельзя построить, не имея представления о локальных структурных подразделениях. В свете этого парадокса многочисленные варианты геотектонического районирования находят оправдание: и систематика, и районирование характеризуются креативной интерпретацией, а творческий подход не застрахован от ошибок – как методических, так и случайных.

Таким образом, при построении геотектонического плана должны быть учтены классификационные свойства тектонических подразделений, а также симметрия геодинамических и металлогенических свойств взаимодействующих геотектонических систем. Анализ полной симметрии определяет «рабочие» методологические принципы геотектонического районирования: по зеркальной симметрии – *принцип межсистемного подобия*, по инверсионной – *принцип внутрисистемных противоположностей*. Эти принципы подчеркивают ведущее значение при районировании граничных разломов соответствующего порядка, играющих роль осей полной симметрии. Перечисленные принципы в практике тектонического районирования совершенно не учитываются: тектонические регионы «выделяются на основании как сходства, так и различий в их строении» [1, с. 116]. Подобный эклектический подход оправдывает идентификацию геотектонического и геодинамического анализов, определяя крайнюю степень субъективизма при геотектонических построениях. Все указанные выше принципы отражают единое концептуальное основание всего комплекса системных исследований: общие законы со-

Все указанные выше принципы отражают единое концептуальное основание всего комплекса системных исследований: общие законы сохранения причинно-следственных отношений, геометризованных в соответствующих видах симметрии. Единое основание при решении задач систематики и районирования природных событий свидетельствуют об их общности как логически необходимых сторон «одной медали» – единой методологии системных исследований. Иначе говоря, эффективный прогноз строится с учетом обеих сторон – систематики и районирования исследуемых событий. Если только одной из этих сторон будет дана некорректная интерпретация, то и конечный прогноз будет неверен.

корректная интерпретация, то и конечный прогноз будет неверен. В нашей публикации [9] была дана интерпретация современного структурного плана буферной Казахской геотектонической страны в свете изложенных здесь принципов геотектонического районирования.

Литература

1. Бархатов Б.П. Тектонические карты. Л.: Недра, 1979.

2. Геологические формации. Терминологический справочник. Т. 1 / Ред. В.Ю. Забродин, Ю.А. Косыгин, В.А. Соловьев. М.: Недра, 1982.

3. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. О методе матричной систематики // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003. № 6. С. 54–65.

4. *Ракишев Б.М., Филинский Л.М.* Геономический ансамбль позиционных природных систем // Там же. 2004. № 3/4. С. 17–29.

5. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Геотектоническая матричная систематика // Там же. 2004. № 5. С. 76–86.

6. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Матричная систематика магматических формаций // Там же. 2005. № 4. С. 60–72.

7. Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Рудноформационная матричная систематика // Там же. 2004. № 6. С. 60–83.

8. Структура континентов и океанов. Терминологический справочник / Ред. Ю.А. Косыгин и др. М.: Недра, 1979.

9. Филинский Л.М. Интерпретация современного структурного плана Казахской складчатой страны в свете методологии системных исследований // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003. №5. С. 92–98.

И.Б. Филиппова¹, М.В. Минц¹, П.С. Бабаянц², Ю.И. Блох², А.А. Трусов²

Объемная модель глубинного строения и история формирования Волго-Уральского кратона: свидетельства плюмовой природы уникального гранулито-гнейсового комплекса

Принципиально новые представления о глубинном строении и неоархейской эволюции Волго-Уральского кратона (ВУК) базируются на ранее опубликованных данных [1, 2], результатах глубокого бурения и новых геофизических материалах (карты эффективных значений плотности и намагниченности на поверхности фундамента, трехмерные магнитная и плотностная модели верхней части фундамента, сейсмический геотраверс Татсейс, отработанный по технологии МОВ-ОГТ [3]).

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

Геология и метаморфизм. В строении ВУК площадью около 600 000 км² выделяются Токмовский, Бузулукский, Краснокамский и Верхнекамский «овоиды», 350–500 км в диаметре, включающие овальные синформные структуры протяженностью 200–300 км. В межовоидном пространстве также размещены удлиненно-овальные синформы. (В скобках отметим, что ранее овальные в плане структуры обоих рангов рассматривались в качестве куполов [1, 4].) Эти структуры выполнены породами гранулито-гнейсовых комплексов. Верхний комплекс метаосадочных гранулитов с прослоями основных кристаллосланцев (миннибаевский комплекс) подстилается комплексом переслаивающихся мафитовых и метаосадочных гранулитов при участии магнетит-гранат-гиперстеновых кварцитов, амфиболитов и гнейсов (сулеевский комплекс). Нижняя часть разреза образована комплексом мафитовых гранулитов и более глубинным комплексом высокоплотных мафитовых гранулитов (нурлатский и кинельский комплексы, соответственно). Гранулиты включают скиалиты и тела до- и синметаморфических габброидов, пироксенитов и габбро-анортозитов, роль которых возрастает в нижней части разреза, а также автохтонные и интрузивные тела эндербитов, чарнокитов, тоналитов, диоритов и гранатсодержащих гранитов. Максимальные оценки РТ-параметров метаморфизма в юго-восточной части кратона – 940–950°С и 9.5 кбар [1].

940–950°С и 9.5 кбар [1]. Объемная модель глубинного строения (рис. 1). Разрез по геотраверсу Татсейс демонстрирует два принципиально различающихся типа коровых структур ВУК: первый – в пределах Токмовского овоида и второй, характерный для остальной части ВУК, пересеченной геотраверсом. Преобладающая часть Токмовского овоида занята Ветлужской синформой, 300–350 км в диаметре, прослеженной до коро-мантийной границы на глубине около 60 км. Синформа сложена высокоплотными мафитовыми гранулитами, включающими тела габброидов и габброанортозитов. Особую роль играет наклонно залегающий сквозькоровый Уреньский цилиндрический блок в северо-западной части синформы, 75–90 км в диаметре, прослеженный до основания коры. Размещение и ориентировка сдвиговых перемещений и особенности глубинного строения позволяют рассматривать систему «Уреньский блок – Ветлужская синформа» в качестве структуры вращения (рис. 2). За пределами Токмовского овоида кора имеет трехъярусное строение. Верхняя часть разреза до глубины около 20 км образована ансамблем овальных синформных структур, надвинутых друг на друга. Нижняя область мощностью ~ 35 км образована последовательностью тектонических пластин, моноклинально погружающихся в северо-западном направлении и «проникающих» в мантию. Граница верхней и нижней коры «замещена»



нигоиды, 2.71–2.70 млрд лет, 5 – эндербиты, эндербиго-гнейсы, 2.74–2.71 млрд лет, 6 – метаосадочные гранулиты, 2.71 млрд лет, 7 – переслаивающиеся метаосадочные и мафитовые гранулиты, 8 – мафитовые гранулиты, 2.74–2.73 млрд лет. 9 – высокоплотные ма- рифей-палеозой (на разрезе); 2 – структуры обрамления Волго-Уралии и палеопротерозойские комплексы в се внутренней фитовые гранулиты, 10 – до- и синметаморфические габброиды, пироксениты и габбро-анортозиты, 2.74-2.71 млрд лет, 11 – акустически прозрачная область в нижней коре (мафит-ультрамафиты и эклогиты?); 12 – мантия; 13–16 – тектонические нарушения: области: 3-11 – Волго-Уральский гранулито-гнейсовый ареал: 3 – палеопротерозойские диафториты по гранулито-гнейсам, 4 – гра-Рис. 1. Объемная модель глубинного строения неоархейского Волго-Уральского кратона по геотраверсу Татсейс 13 – надвиги и взбросо-надвиги, 14 – сбросы, 15 – сдвиги, 16 – разломы неустановленного типа; 17 – геотраверс Татсейс акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км, которая при выходе к поверхности фундамента сформирована гранитоидами Бакалинского комплекса.

Модель эволюции. Формирование Волго-Уральского кратона стало результатом последовательности неоархейских событий, полностью преобразовавших более древнюю кору континентального типа (~3.1–3.0 млрд лет, Sm-Nd модельные возрасты [2 и ссылки там же]): (1) ~ 2.74 млрд лет (здесь и далее U-Pb возраст по цирконам [2 и ссылки там же]): андерплейтинг мантийных расплавов и разогрев коры в результате активности крупного (> 1000 км в поперечнике) плюма, породившего серию локальных плюмов, непосредственно взаимодействовавших с корой ВУК); (2) 2.74–2.71 млрд лет: гранулитовый метаморфизм древних и ювенильных пород, погружение утяжеленной коры, формирование быстро углублявшихся депрессий, их заполнение контаминированными ювенильными вулканитами и осадками, высокоградный метаморфизм вулканогенно-осадочного выполнения депрессий; возникновение Урень-Ветлужской структуры вращения (см. рис. 2); (3) 2.71–2.70 млрд лет: выплавление гранитоидных магм в средней области коры и формирование детачмента, разделившего верхнюю (включая метаморфизованное выполнение депрессий) и нижнюю области коры; (4) 2.62-2.59 млрд лет: второй импульс гранулитового метаморфизма и последовавшего гранитообразования; (5) ~2.6 млрд лет: в результате коллизионного сжатия синформные структуры верхней части коры, наследующие положение бассейнов осадконакопления, частично перемещены друг на друга; сокращение нижней коры сопровождалось формированием наклонных пакетов коровых пластин и их погружением в мантию.

Закономерности размещения залежей углеводородов. А.В. Постников отмечал: «...приуроченность зон нефтегазонакопления... к областям развития в фундаменте высокоглиноземистых графитоносных комплексов» [2]. Объемная модель коры демонстрирует отчетливые пространственные и структурные взаимосвязи залежей углеводородов в осадочном чехле с главными элементами тектонических структур фундамента. В частности, гигантское Ромашкинское месторождение размещено над центральной частью Альметьевской синформы, выполненной магнетити графитсодержащими метаосадочными гранулитами. Пояс небольших месторождений отчетливо следует краевой части синформы. Аналогичные закономерности характерны и для остальной территории. Их природа нуждается в дальнейшем изучении, однако уже сейчас понятно, что охарактеризованные выше представления о строении раннедокембрийской коры ВУК позволяют наметить новые направления прогнознопоисковых работ в регионе.



Рис. 2. Модель формирования Урень-Ветлужской структуры вращения

Программа РФФИ № 05-05-65012; программа ОНЗ РАН № 6.

Литература

1. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 224 с.

2. Постников А.В. Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2002. 52 с.

3. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (по линии Воротиловская СГС – Пижма – Яранск – Мари-Турек – Кукмор – Альметьевск – Стерлитамак) // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.

4. *Bogdanova S., Gorbatschev R., Garetsky R.G.* EUROPE / East European Craton // Elseviar: Encyclopedia of Geology, 2005. V. 2. P. 34–49.

Мезозойские и кайнозойские геодинамические структуры Арало-Каспийского региона

Составлены схемы основных геодинамических структур Арало-Каспийского региона для квартера, неогена, палеогена, мела, юры и триаса масштаба 1:3 000 000. В качестве базового среза принят позднекайнозойский уровень (поздний олигоцен – квартер), для которого наиболее полно разработаны важнейшие геодинамические модели, строение которого объективно отражается на геоморфологических картах, в геофизических полях, данных гидрогеотермии и сейсмологии, материалах дистанционного зондирования Земли. Учтены устойчивые термомаксимумы, выявленные на основе снимков в инфракрасном диапазоне, и результаты визуализации контрастов рельефа в среде «EARDAS Images», позволяющие проследить элементы неотектоники для таких равнинных площадей, как Приаралье.

В мезозое и кайнозое общий структурный план региона определялся двумя комплексами линейных структур (рисунок): Копетдагско-Мангистауским запад-северо-западного направления и субмеридиональным Каспийско-Торгайским (в современной ориентировке). В состав первого входят Копетдагско-Эльбурский ороген, Предкопетдагский краевой прогиб, Мангистау-Устюртская зона разломов, Южно-Туркменский, Хазарский разломы. Второй включает рифтогенные структуры – Арало-Кусмурынскую, Заунгузскую, Теджен-Мургабскую (которые в совокупности составляют Торгайско-Тедженский рифт); Западно-Мугоджарский надвиг с сопровождающим его Орским краевым прогибом; Западно-Каспийскую субдукционную зону. С развитием этих структур связана геодинамика 14 выделенных микроплит, а также позиция областей сноса и седиментации и, следовательно, контуры 13 осадочных бассейнов.

Ниже приводится характеристика некоторых линейных систем.

Торгай-Каратау-Тедженская рифтовая система начала свое развитие в раннем триасе с излияний базальтов туринской серии в Убаганском районе. На юге система разделяется на две ветви – Теджен-Мургабскую и Каратаускую.

В составе *Торгай-Тедженской ветви* выделяются три звена: Арало-Кусмурынское, Заунгузское и Теджен-Мургабское. Отдельные звенья (элементарные рифты) отделяются друг от друга поперечными разломами, часть которых имеют большую протяженность и могут рассматриваться как трансформные (Мангистау-Устюртский).

¹ Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, Алматы, Казахстан



Арало-Кусмурынский рифт задает направление всей Торгай-Тедженской ветви. Он фиксируется хорошо выраженной термоаномалией гидрогеотермического поля [4], максимумом регионального поля геотермических градиентов [3] и развитием хлоридно-натриевых вод [8], а также сейсморазведочными данными, из которых следует, что рифтогенезом были охвачены как мезозойские, так и кайнозойские, вплоть до четвертичных, осадочные горизонты. Рифтообразующие разломы контролируют крутой западный берег Аральского моря, полосы песков Малые и Большие Барсуки – былые заливы Аральского моря. Как Арало-Кусмурынский рифт, так и его южное продолжение – Заунгузский рифт сопровождаются по их периферии системой локальных положительных структур: Северо- и Южно-Торгайскими поднятиями, Северо-Аральским, Жосалинским, Букунтауским, Тамдытауским, Центрально-Каракумским сводами и др.

К западу от Арало-Кусмурынского рифта выделяется Западно-Мугоджарский надвиг. Он совпадает с границей Торгайской и Прикаспийской микроплит и, вероятно, играет роль компенсатора растягивающих напряжений, зарождающихся в осевой части рифта. Параллельно ему вдоль восточной границы Прикаспийской микроплиты протягивается Орский краевой прогиб, который на севере занимает внутриплитное положение, прослеживаясь между Орь-Илекским и Восточно-Уральским блоками.

Самой южной структурой Торгай-Каратау-Тедженской рифтовой системы является *Мургабский рифт*, активизированный в раннем триасе. На крайнем юге, в Бадхызской зоне, отложилась осадочно-вулканогенная толща мощностью до 1000 м. Центры вулканической деятельности располагались как внутри зоны, так и за ее пределами – на территории Афганистана и, возможно, в пределах Восточно-Каракумской зоны. В кемериджское время в этой зоне, так же как на Заунгузском продолжении Мургабского рифта и в Приамударьинском районе, отлагались эвапориты. В палеогене активный вулканизм отмечен в Бадхызском районе.

Торгай-Каратауская ветвь от Убагана прослеживается на юг в виде цепи разобщенных грабенов, выполненных преимущественно юрскими осадками, часто угленосными, в южной части Торгая – нефтегазоносными, мощностью до 5 км.

Туаркырская рифтовая структура начала развитие, вероятно, в составе Карпинско-Туаркырского авлакогена в конце среднего девона. В мезозое она продолжала развитие как элемент Маныч-Туаркырской рифтовой системы. Новейшее раскрытие Туаркыра в режиме пассивного континентального рифтогенеза относится, вероятно, к олигоцену. Эта зигзагообразная трещина отрыва на поверхности проявлена цепью впадин Гекленкуи, Казахлы, Басгурлы, Кауынды, Карагие. В северной части залива Кара-Богаз от этой трещины ответвляется другая цепь депрессий: впадина Карыежарык, залив Кайдак, сор Оликолтык. Рисунок этих зигзагообразных линий повторяет извилистая термоанамалия, прослеживающаяся вдоль границы Среднекаспийской и Каракумской микроплит. Главным фактором рифтогенеза, вероятно, служит погружение западного края Каспийской микроплиты в Западно-Каспийскую зону субдукции.

Западно-Каспийская зона субдукции выделена вдоль западного крутого берега Каспийского моря в пределах Центрально-Каспийской и Южно-Каспийской впадин. Ранее эта полоса предположительно рас-

сматривалась [2] как «латентный» океанический рифт, хотя южная ее часть интерпретировалась нами [1] как падающая под Эльбурс зона субдукции. На морфологическое сходство с океаническими глубоководными желобами указывает асимметрия ванны Каспия. Здесь отмечена исключительно высокая сейсмическая активность с наличием разнообразных по глубине (от 20–100 км) гипоцентров [7], однако без зональности, что может свидетельствовать о крутом падении зоны.

Эволюция блоков земной коры, входящих в состав рассматриваемой структуры прослеживается от запад-северо-западных океанического рифта (триас) и окраинного моря Неотетиса (юра, мел, палеоген) до меридиональной структуры Каспийского мегабассейна (начиная с эоцена) [6, 11]. При изменении структурного плана блоки океанической литосферы вдавливались в мантию и в качестве якоря (здесь выявлены массы с плотностью выше, чем мантия) в совокупности с влиянием раскрывающейся Торгай-Каратау-Тедженской рифтовой системы могли инициировать субдукцию.

Соотнесение глубины фронтальной части слэба (по положению гипоцентров около 70 км) со временем начала субдукции (эоцен, 35 млн лет назад) приводит к скорости 2 мм/год, которая отвечает обычному темпу раздвижения континентальных рифтов.

Расположение Аральского и Каспийского морей в контрастных геодинамических условиях позволяет объяснить противофазность колебания уровней данных водоемов.

Литература

1. Бекжанов Г.Р. и др. Геодинамическое районирование Арало-Каспийского региона // Области активного тектогенеза Земли в современной и древней истории: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 50–54. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 1).

2. Глумов И.Ф. и др. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 342 с.

3. *Жеваго В.С.* Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 254 с.

4. Карта геотермальных вод Казахстана (Перспективные водоносные комплексы). М-б 1:1 500 000. Ин-т гидрогеол. и гидрофиз. АН КазССР, 1990.

5. Карта гидрогеотермической структуры СССР. М-б 1:7 500 000 // Ред. Б.Ф. Маврицкий. М.: ВСЕГИНГЕО: ГИН АН СССР, 1982.

6. Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2 500 000: Объяснительная записка / Ред. В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. М.: Научный Мир, 2003. 160 с.

7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.

8. Подземные минеральные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 85 с.

9. Подземные термальные воды Казахстана. Алма-Ата, 1990. 91 с.

10. Термоаномалии подземных вод Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 85 с.

11. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11/12. С. 1724–1738.

B.E. Хаин¹

Динамика и эволюция планеты Земля – внутренние и внешние источники энергии

К настоящему времени уже полностью осознано, что наша планета Земля представляет собой цельную, хотя и сложную многооболочечную систему. Эта система характеризуется как открытая, неравновесная, самоорганизующаяся, саморазвивающаяся [1]. Становится также все более очевидной многофакторности ее динамики и эволюции, в которой участвуют как внутренние, так и внешние источники энергии. Однако картина их взаимодействия и относительная роль еще далеко не ясны. Попытаемся здесь в какой-то степени разобраться в этой сложной проблеме, отнюдь не претендуя на ее сколько-нибудь полное решение.

Начнем с твердой Земли – основного объекта изучения геологов. В ее структуре, напомним, различают внутреннее и внешнее ядро, нижнюю и верхнюю или нижнюю, среднюю и верхнюю мантию и земную кору. Все эти оболочки, как уже приходилось подчеркивать, одновременно и автономны и взаимосвязаны в своей динамике. В мантии, охватывающей по своему объему большую часть твердой Земли, три уровня отличаются в силу своих реологических особенностей, повышенной подвижностью – это слой D'' в ее основании, слой в основании раздела на глубине 660–670 км между нижней (или средней) и верхней мантией и астеносфера, подстилающая литосферу.

Ведущий динамический процесс во внешнем, жидком, ядре и мантии – тепловая, а также термохимическая конвекция, которая частично распространяется и на кору. На отмеченных выше трех наиболее активных

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

уровнях она выражается в основном в латеральном тепломассопереносе, а в промежутке между ними – в вертикальном. На верхнем уровне, в тектоносфере (литосфера + астеносфера) это хорошо известная теперь тектоника литосферных плит. На самом нижнем уровне, в слое D''- ее антипод, как недавно отметили японские исследователи [2]. Если на верхнем уровне течение вещества направлено от зон спрединга к зонам субдукции, то на нижнем, в слое D'', от «могильников» субдуцированных слэбов к корням восходящих плюмов. При этом возникает вопрос, что является ведущим, исходным в этом круговороте вещества – идущая сверху под влиянием охлаждения литосферы субдукция, как считает У. Гамильтон [3], или идущая снизу под влиянием исходящего от внешнего ядра тепла адвекция плюмов, как полагают С. Маруяма и его коллеги? Думается, что этот спор лишен смысла. Происходит взаимодействие двух процессов; источником одного из них – адвекции плюмов – тепловая, а другого – субдукции – гравитационная энергия.

В действительности динамика надъядерной твердой Земли не сводится к общемантийной конвекции. Как показал М.А. Гончаров [4], здесь действуют несколько геодинамических систем, их которых одна – система 1-го ранга – действительно является общемантийной, другая охватывает только верхнюю мантию и кору, третья – тектоносферу, и четвертая локализуется в пределах подвижных поясов земной коры.

Но всем этим далеко не исчерпывается динамика твердой Земли. Помимо внутреннего тепла и гравитации, в ней сказывается влияние еще, по крайней мере, одного фактора, ранее недооцениваемого большинством исследователей, – механической энергии, связанной с осевым вращением Земли. Действие этого фактора проявляется довольно многообразно. Прежде всего, вместе с конвекцией, он вызывает, согласно М.А. Гончарову [5], не только западный, но и северный (или южный) дрейф материков, а также асимметрию меридионально ориентированных элементов рельефа земной поверхности, в частности срединно-океанских хребтов [6]. Далее, нестабильность во времени скорости вращения Земли, ныне инструментально установленная, приводит к периодическим изменениям фигуры Земли, а эти изменения, в свою очередь, вызывают деформации структуры ее литосферы. Последние, как показал Б.В. Левин, наиболее ярко проявляются в приэкваториальной области, сопровождаясь повышенной сейсмической активностью. Последняя, согласно модели, предложенной этим автором [7], имеет своим глубинным источником автономное перемещение внутреннего ядра Земли, которое он связывает с гравитационным влиянием Луны. То обстоятельство, что сейсмичность тектоносферы имеет глубинное происхождение подтверждается наблюдениями того факта, что крупные землетрясения предшествуются и сопровождаются изменениями значений силы тяжести в пунктах измерения, отстоящих на многие тысячи километров от эпицентров этих землетрясений [8].

Примеры внутреннего ядра и литосферы показывают, что при общем вращении твердой Земли отдельные ее смежные оболочки могут испытывать дифференциальные смещения друг относительно друга. Как показал Ю.В. Баркин [9], это следует из того, что общий центр тяжести твердой Земли не совпадает с ее геометрическим центром, и может быть обусловлено гравитационным влиянием окружающих Земли небесных тел, в первую очередь Луны. Непосредственное же воздействие лунного, а равно солнечного притяжения давно известно в виде твердых приливов. Относительные смещения оболочек могут иметь своим эффектом выделение тепла [10] и возникновение гравитационных волн [11]. Что касается твердых приливов, то их существенное значение в геодинамике обосновано в работах Ю.Н. Авсюка [12] и Р. Бострома [13]. Ю.Н. Авсюк показал, что вместо ранее принимавшегося монотонного удаления Луны от Земли в ходе геологической истории должно иметь место периодическое изменение расстояния между этими небесными телами и что это может служить причиной изменения интенсивности твердых приливов и тектонической цикличности. Р. Бостром, со своей стороны, высказал мнение о том, что твердые приливы в сочетании с конвекцией могут служить движущей силой перемещения литосферных плит.

Цикличность, причем многопорядковая, – важнейшее свойство геодинамических процессов. К настоящему времени надежно установлено проявление короткопериодной цикличности в 11–22 года. Она проявляется, в частности, в периодичности вулканических извержений и землетрясений. При этом циклы активности для вулканов зон рифтинга и спрединга, т.е. зон растяжения литосферы, с одной стороны, и вулканов зон субдукции, т.е. зон сжатия литосферы, с другой стороны, находятся в противофазе, что однозначно доказывает некоторую пульсацию радиуса Земли, хотя, очевидно, и в весьма ограниченном масштабе.

Цикличность того же порядка проявлена не только в изменении интенсивности вулканизма и сейсмической активности, но и в изменении скорости вращения Земли и, что самое любопытное, коррелируется с изменением солнечной активности.

Убедительно доказаны проявления цикличности, впервые установленной М. Миланковичем для четвертичного ледникового периода, а теперь распространенной на отложения вплоть до верхнедокембрийских, с периодичностью в 20, 40, 100 и 400 тыс. лет. Она проявлена не только в ледниковых отложениях, но и в угленосных, соленосных, флишевых (турбидитных) и карбонатных формациях и была логично объяснена Миланковичем периодическими изменениями параметров ротационного режима Земли – наклона оси вращения, прецессии, эксцентриситета земной орбиты. Более долговременная цикличность отражена в эвстатических коле-

Более долговременная цикличность отражена в эвстатических колебаниях уровня Мирового океана – это циклы трех порядков, выделенные П. Вейлом и его соавторами, длительностью в 1.5–3.0; 30 и 200 млн лет. Причина эвстатических колебаний уровня океана, за исключением гляциоэвстатических, точно не установлена. Попытка связать их с изменениями скорости спрединга в срединно-океанских хребтах не выдержала испытания временем. Остается в силе предположение об их связи с изменениями радиуса и формы Земли, но в этом случае необходимо допустить, что трансгрессиям в экваториальной области соответствуют регрессии в полярных областях, и наоборот. Это допущение вроде бы находит подтверждение в исследованиях И.А. Одесского [14] и Ю.Н. Авсюка с сотрудниками [15].

Циклы Вейла первого и второго порядков совпадают с тектоническими циклами Бертрана и Штилле, однако в эндогенной – тектонической, магматической – активности Земли выделяются еще более продолжительные циклы – Вилсона длительностью в 400 млн лет (по Н.А. Божко и А.М. Никишину) и в 800 млн лет [16].

Вся эта многопорядковая цикличность, начиная с 11–22-летних циклов Чижевского и кончая циклами Вилсона, не находит себе прямого объяснения в собственно эндогенной физике Земли, включая ее осевое вращение. Поэтому необходимо обратиться к внешним источникам энергии. Одним из них является гравитационное влияние Луны и более отдаленных небесных тел. Другим – изменение гравитационного поля, в котором находится Земля, при ее обращении по околосолнечной орбите, давно привлекаемое при объяснении циклов Бертрана. Но заслуживает внимания еще один возможный фактор – сверхдлинные гравитационные волны [17, 18]. Реальность воздействия гравитационных волн на Землю теоретически установлена Э.Н. Халиловым, привлекшим ее для объяснения расхождений в измерениях постоянной силы тяжести на различных станциях и в одно и то же время. Экспериментальное подтверждение недавно получено в работе [19], выявившей деформацию фигуры Земли, которая отвечает квадрупольной модели воздействия гравитационных волн. Их существование было предсказано А. Эйнштейном, а ныне предполагается, что они обязаны своим возникновением столкновению нейтронных звезд и черных дыр между собой и друг с другом.

Таким образом, рассматривая энергетику твердой Земли, кроме внутренних источников – тепла, гравитации, механической энергии осевого вращения планеты, – следует учитывать влияние не только ближнего, но и дальнего Космоса. Обращаясь теперь к внешним оболочкам Земли, следует прежде всего подчеркнуть два обстоятельства – во-первых, эти оболочки вследствие своего фазового состояния – жидкого, газообразного, плазменного – гораздо более подвижны, чем оболочки твердой Земли, и поэтому как конвекция, так и адвекция протекают в них значительно более энергично. Во-вторых, основным источником энергии, обусловливающих их динамику, является солнечное излучение, приносящее в 3 раза больше энергии, чем эндогенный тепловой поток.

Вместе с тем, нельзя недооценивать влияние эндогенных процессов – тектоники, вулканизма, сейсмичности – на внешние оболочки. Оно сказывается не только в столь очевидной форме, как образование основных черт рельефа Земли, контролирующих распределение океанских и морских течений и циркуляцию атмосферы, но и в менее заметных, на первый взгляд, явлениях. Например, возмущения в ионосфере, связанные с эмиссией радона во время сильных землетрясений или влияние сейсмичности Восточно-Тихоокеанского поднятия (а, вероятно, также гидротермальной активности) на знаменитое течение Эль-Ниньо вдоль побережья Южной Америки.

Но особо необходимо отметить роль биосферы, с каждым днем становящуюся все более очевидной, особенно в связи с тем, что новые исследования все больше раздвигают границы ее распространения, в частности, нижнюю.

Подтверждается высказывание В.И. Вернадского о том, что гранитный слой земной коры (а, следовательно, и континентальная кора вообще) созданы под влиянием биосферы. А поверхность Земли, которую географы именуют своей «географической оболочкой», выступает как арена наиболее активного взаимодействия сразу нескольких геосфер – лито-, гидро-, крио-, атмо- и биосферы, к которому все более подключается ноосфера.

Литература

1. Anderson D.L. Plate Tectonics as a for from equilibrium selforganized system // AGU Geodynam. ser. 2002. V. 30. P. 1–22.

2. *Maruyama S., Santosh M., Zhao A*. Superplume, Supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate Tectonics jn the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research. 2007. P. 7–37.

3. *Hamilton W.B.* The closed upper-mantle circulation of plate tectonics // AGU Geophys. Monogr. 2002. V. 30. P. 1–20.

4. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14. 5. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по правилу «буравчика» // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 128–131. (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).

6. *Doglioni C*. Geological evidence for a global tectonic polarity // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 150. P. 991–1002.

7. Левин Б.В. Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 444–460.

8. *Khalilov E.N.* About possible reasons of gravitational constant. Science Without Borders // Transactions of the International Academy of Science: Health and Ecology. Baku; Innsbruck: ICSD/IAS, 2003/2004. V. 1. P. 227–243.

9. *Баркин Ю.В.* Объяснение эндогенной активности планет и спутников и их цикличность // Изв. Секц. наук о Земле РАЕН. 2002. № 5. С. 45–97.

10. Летников Ф.А. К проблеме источников внутреннего тепла Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 3. С. 387–389.

11. *Авсюк Ю.Н.* Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.

12. *Bostrom R*. Tectonic consequences of the Earth's rotation. Oxford Univ. Press, 2000. 266 p.

13. *Петров О.В.* Нелинейные явления термогравитационной неустойчивости и внутренние гравитационные волны Земли // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 506–509.

14. Одесский И.А. Ротационно-пульсационный режим Земли – источник геосферных процессов. СПб: Пангея, 2004. 27 с.

15. Авсюк Ю.Н., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Светлосанова 3.П. Изотопная зависимость областей осадконакопления как проявление кода приливной эволюции системы Земля–Луна–Солнце // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 5. С. 643–646.

16. *Хаин В.Е., Гончаров М.А.* Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.

17. *Халилов Э.Н.* О возможном влиянии гравитационных волн на деформации и сейсмичность Земли // SAR Sarkulyari. 2003. № 105. С. 13–21.

18. Карпенко И.В. Физическая природа циклов Вильсона, Бертрана, Штиле // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН; Филиал «Гео», 2004. С. 217–220. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).

19. Cox C.M., Chao B.M. Detection on a large masse redistribution in the Terrestrial system since 1998 // Science. 2002. V. 297. P. 783–784.

Гетерогенность структур Восточной Арктики и главные этапы их развития

Арктическая область Земли включает мозаику блоков докембрийской континентальной коры, спаянных поясами позднепротерозойскомезозойской коры и разделенных впадинами с новообразованной, позднеюрско-кайнозойской, океанической корой. Периферическое положение занимают докембрийские кратоны – Северо-Американский, Восточно-Европейский и Сибирский. В Центральной Арктике размещены фрагменты еще одного континентального массива, который был назван Арктидой [1], но еще в 1935 г. Н.С. Шатский назвал восточно-арктический фрагмент этого массива Гиперборейской платформой.

Регион Восточной Арктики охватывает фрагменты докембрийского Гиперборейского кратона, а также байкальских, каледонских и позднекиммерийского (среднемелового) орогенных поясов. Последний из них, с юга ограниченный среднемеловой Южно-Анюйской-Кобук коллизисутурой, Новосибирско-Чукотско-Бруксовской представлен онной складчато-покровной системой, состоящей из внутренней Чукотской зоны и фронтальной надвиговой зоны, к которой примыкают меловые синнадвиговые бассейны. Полярная область Восточной Арктики охватывает позднеюрские-меловые океанические котловины (Канадскую и Подводников-Макарова) и разделяющие их микроконтинентальные блоки (Ломоносовский, Менделеевский и Чукотский) [4, 8]. Примыкающая к котловинам континентальная кора нарушена позднемезозойскими-кайнозойскими магматическим куполом Де Лонга и рифтогенными синсдвиговыми осадочными бассейнами. Синтез данных выявил четыре главные эпохи тектогенеза в развитии структур Восточной Арктики: мезопротерозойский гренвильский, поздневендский-раннекембрийский байкальский, позднедевонский элсмирский и среднемеловой (позднекиммерийский, или брукский).

В мезопротерозое эта территория входила, вероятно, в состав эпигринвильского суперконтинента Родиния [4]. Последний оформился около 1.0 млрд лет назад в результате гренвильского орогенеза, спаявшего воедино фрагменты предшествовавшего ранне-среднепротерозойского суперконтинента Пангея II (Мегагеи или Колумбии). Распад эпигренвильского суперконтинента Родиния, начавшийся в неопротерозое около 850–830 млн лет назад, вызвал обособление континентов Лаврен-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тия, Балтики, Сибири и Гипербореи. О разделявших эти континенты океанических бассейнах свидетельствуют, в частности, орогенические пояса тиманид и их продолжение на Полярном Урале, Пай-Хое, Вайгаче и Южном острове Новой Земли, а также байкалид Центрального Таймыра и Восточной Арктики [3, 4, 7]. В последнем регионе породы амфиболит-зеленосланцевой фации с возрастом 592–547 млн лет известны на шельфе к югу от свода Барроу, в гранито-гнейсовых куполах Восточной Чукотки и в Северной Аляске [5–7, 10, 11, 13]. На о-ве Врангеля установлены ортоамфиболиты, а также габбро и габбро-долериты с возрастом около 700 млн лет [6]. При орогенезе конца неопротерозоя – начала кембрия (около 660–550 млн лет назад) Гиперборея нарастилась байкальским орогенным поясом, включающим ортогнейсы, возраст протолитов которых на о-ве Врангеля, Чукотке и Аляске 750–547 млн лет. Установлен коровый синколлизионный их генезис [6].

В раннем палеозое на Гиперборейском кратоне продолжалось терригенно-карбонатное осадконакопление. Океанические пространства этого времени, судя по размещению глубоководных фаций, занимали запад Канадского Арктического архипелага, а также Западную Аляску и современное южное обрамление котловин Канадской и Подводников и соединялись с океаном Япетус [1, 3, 7], раскрывшимся около 570–530 млн лет назад. Океанические, окраинно-морские и островодужные породы нижнего палеозоя выделяются обычно в франклинский комплекс. В течение силура–девона происходило поэтапное закрытие океана Япетус с его Иннуитским продолжением на восток.

Каждый этап каледонской коллизии – предсреднедевонский (скандский) и позднедевонский (элсмирский) сопровождался дислокациями, метаморфизмом, оформлением поверхности структурного несогласия и накоплением грубообломочных фаций нередко в ассоциации с бимодальным вулканизмом. В скандскую фазу оформилась Иннуитская покровно-складчатая система Северо-Канадского региона. В Восточной Арктике решающим был элсмирский орогенез, завершивший с запаздыванием каледонский этап. Синколлизионные позднедевонские гранитоиды (превращенные затем в ортогнейсы) известны на Чукотке в Кооленьском куполе, где возраст протолитов составляет 374.8 и 369.6 млн лет [10], а также в хребте Брукс (датировки 395–375 млн лет) [13]. В итоге на рубеже девона–карбона оформилась обширная эпикаледонская континентальная плита Еврамерика [1, 10]. В конце девона и начале карбона в регионах Восточной Арктики (включая современные шельфы морей) и Сибири широко проявился континентальный рифтогенез с возникновением, в частности, рифта Ханна и бассейна Оймякон. На этом этапе существовал Алазейско-Южно-Анюйский-Ангаючам океан.
С конца карбона началось сближение кратонов, постепенное закрытие Уральского океана и образование Пангеи, куда вошла и мозаика структур будущей Арктики. В Восточно-Арктическом секторе эпикаледонской плиты с позднего карбона по средний триас происходило шельфовое осадконакопление. В позднем триасе здесь появились при-Шельфовое осадконакопление. В позднем триасе здесь появились при-знаки растяжения и деструкции континентальной коры, что явилось предвестником образования Амеразийского океанического бассейна, ко-торый возник как бы «навстречу» будущей Северной Атлантике. В позднем триасе – юре произошли усиление рифтогенеза и накопление мощных турбидитов и глинистых сланцев. Деструкция континентальной коры завершилась в среднем мелу (в конце неокома – раннем альбе) спредингом в Канадском бассейне, обособившим от эпикаледонской плиты Чукотско-Аляскинскую микроплиту. Вопрос о механизме рас-крытия Амеразийского бассейна является дискуссионым, и, наряду с ротационной [1, 7], разрабатывается модель синсдвигового его образования [9]. Основанная на анализе размещения и возраста линейных магния [9]. Основанная на анализе размещения и возраста линсиных маг-нитных аномалий ротационная модель раскрытия Канадского бассейна предполагает вращение Чукотско-Аляскинской микроплиты против ча-совой стрелки, закончившееся столкновением пассивного края этой микроплиты с Сибирским континентом и закрытием Алазейско-Южно-Анюйского-Ангаючам океана. Начавшись в поздней юре, коллизия за-вершилась в готериве – раннем альбе (132–115 млн лет назад) образова-нием среднемеловой Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы с оформлением вергентных в северном направлении складчатопокровных структур, развитием пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма и гранито-гнейсового купольного тектогенеза [2, 10, 13]. Высокобарический (6–8 кбар) метаморфизм приходился на интервал 125–115 млн лет и был синхронен этапу максимальной деформации пород и наибольших амплитуд обдукции аллохтонов из закрывавшегося океана. Полоса скопления гранито-гнейсовых куполов, протягивающая-ся по Чукотско-Аляскинской континентальной окраине в непосредственной близости от коллизионной сутуры, была эксгумирована в ходе последующего позднемелового подъема орогена и его тектонической релаксации. Термогеохронологические данные показывают, по крайней мере, три этапа эксгумации орогена и роста гранито-гнейсовых куполов в условиях адиабатической декомпрессии в интервале 104–84 млн лет. Перед фронтом среднемелового орогена, начиная с апта, формировалась цепочка синнадвиговых бассейнов (Колвилл и др.), которые по мере пропагации на север фронтальных надвигов орогена перемещались в этом же направлении.

Синхронно с раскрытием Амеразийского бассейна в прилегающей части эпикаледонской плиты возник магматический купол Де Лонга. Согласно гравиметрическим и сейсмостратиграфическим материалам, купол образован концентрической системой дуговых горстов и грабенов, ограниченных дуговыми (в сочетании с радиальными) разломами. В систему дуговых грабенов входят, в частности, осадочные бассейны Новосибирский и Вилькицкого. Обусловившие формирование купола Де Лонга щелочные базальтоиды внутриплитного типа изливались в центральной его части в среднемеловое и миоцен-плейстоценовое время [12]. Размещение здесь обширного магматического очага подтверждается магнитометрическими данными. Предполагается связь магматизма купола Де Лонга с Арктическим нижнемантийным апвеллингом, синхронным Тихоокеанскому суперплюму.

В позднем мелу – кайнозое произошло общее погружение шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также возникновение в их пределах синсдвиговых бассейнов северо-западного простирания (Северо-Чукотского, Южно-Чукотского, Хоуп и др.). Правосторонние сдвиговые перемещения позднего мела были обусловлены завершением развития среднемелового орогена. Более молодой этап образования сдвигов явился в рассматриваемом регионе отражением раскрытия кайнозойского Евразийского океана.

Работа поддержана Программой ОНЗ РАН №14, РФФИ (проект № 05-05-64198), НШ-748.2006.5.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы геотектоники. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

2. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П. Тектоническая позиция и происхождение вулканогенно-осадочных образований Полярнинского поднятия (Южно-Анюйская сутура, Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2006. Т. 410. С. 784–788.

3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 390 с.

4. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 606 с.

5. *Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W.* Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds.: E.L. Miller et al. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 1–24.

6. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia // Geol. Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101 p.

7. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds.: E.L. Miller et al. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333–358.

8. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Yu.Ya., Langinen A.E., Sorokin M.Yu. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust // Geophys. J. Intern. 2006. V. 165. P. 527–544.

9. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. P. 1–19.

10. *Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of northen Chukotka Peninsula Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // Ibid. 1999. V. 18, N 6. P. 977–1003.

11. *Patrick B.E., McClelland W.C.* Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula and a Barentian origin for Arctic Alaska-Chukotka // Geology. 1995. V. 23, N 1. P. 81–84.

12. Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al. Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslowspreding Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // Rus. J. Earth Sci. 2004. V. 6, N 3. P. 1–31.

13. *Toro J., Cans P.B., McClelland W.C., Dumitru T.A.* Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Range, Alaska // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Eds.: E.L. Miller et al. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 111–132.

В.М. Харченко¹

Кольцевые структуры, методы их выделения, механизм образования и связь с нефтегазоносностью и очагами землетрясений

По прямым и косвенным признакам выделяются структуры центрального типа (СЦТ) как с ярко выраженной генетической принадлежностью (вулканоплутонические, тектоногенные, метеоритные), так и «неопознан-

¹ Северо-Кавказский государственный технический университет (СевКавГТУ), Ставрополь, Россия

ные» геологические объекты, которые не вписываются в традиционные представления и требуют особого объяснения своего происхождения [9]. По представлению автора [11, 12], СЦТ, или кольцевые структуры,

По представлению автора [11, 12], СЦТ, или кольцевые структуры, представляют собой современные, новейшие или древние флюидодинамические системы с характерными концентрическими и радиальными зонами трещин, разломов или даек конической формы, с обязательной центральной симметрией (симметрией круга или овала в плане и конуса, реже цилиндра в объеме). Эти различные по размеру структуры – от первых десятков метров до первых тысяч километров в диаметре – образовались в результате как импульсной разрядки тектонических напряжений (что было известно и раньше), так и постоянного действия современных нормальных и максимальных касательных напряжений, последние, как известно, направлены под углом 45° по отношению к нормальным [2, 3].

Для всех кольцевых структур, согласно распределению максимальным [2, 5]. Для всех кольцевых структур, согласно распределению максимальных касательных напряжений под углом 45° по отношению к нормальным, очевидна простая формула R=H, т. е. соответствие их радиусов глубинам до геолого-геофизических неоднородностей или разделов с точками импульсного или постоянного высвобождения энергии [4]. Эта закономерность подтверждается данными А.И. Петрова (1967 г.) [8], который на основании конкретных количественных параметров по кольцевым интрузивам вывел подобную формулу R=H-h, где h – максимальная глубина до подошвы интрузии (древней дневной поверхности Земли). Выявленная закономерность позволяет строить геолого-тектонические модели на основе интерпретации структур центрального типа.

Универсальный механизм образования структур центрального типа объясняется закономерным распространением нормальных и максимальных касательных напряжений и градиентом скоростей вертикальных движений. Отражение в рельефе земной поверхности морфоструктур центрального типа зависит от градиента скорости вертикальных движений и характера разрядки тектонических напряжений (импульсных или постоянно действующих). Современная гидросеть является надежным индикатором характера вертикальных тектонических движений и служит надежным признаком выделения СЦТ различного ранга.

Тангенциальные тектонические напряжения связываются с разрядкой и с постоянным действием максимальных касательных напряжений, которые образуют взбросы и надвиги различного масштаба. Особое значение имеют участки и зоны наложения или интерференции этих напряжений, которые в земной коре, как правило, образуют сложную приразломную складчатость с многочисленными нарушениями типа взброс и надвиг.

Основным источником тектонических напряжений в мантии и земной коре является архимедова сила, возникающая в условиях разности

плотностей магматического вещества на границах ядра и мантии, астеносферы и литосферы. Дифференциация вещества по плотности происходит в основном за счет центробежных сил при вращении Земли вокруг своей оси, вокруг Солнца и центра Галактики [1, 6].

В плане нефтегазоносности перспективными являются центральные и периферические части СЦТ, а также узлы пересечений радиальных и кольцевых разломов, что логично увязывается с распространением и разрядкой тектонических напряжений. Наиболее перспективными являются СЦТ с минимальными градиентами вертикальных тектонических движений. Они, как правило, на земной поверхности диагностируются по характерному центробежно-центростремительному рисунку современной гидросети, приурочиваясь к различным по размеру структурам растяжения в земной коре. Примером являются известные структуры на Северном Кавказе и в Предкавказье: Сингелеевская, Маныч-Гудиловская, Цимлянская, Каспийская и др.

В плане сейсмологии локальные очаги землетрясений приурочиваются к центральным и периферическим частям СЦТ, к узлам пересечения радиальных и концентрических разломов. Региональные очаги оцениваются размером основной структуры центрального типа, характерной для исследуемого региона.

Рассматривая СЦТ как флюидодинамические подвижные системы, можно предположить образование в недрах Земли процессов, аналогичных грозовым явлениям на границе атмосферы и земной поверхности. Такие представления о землетрясениях, связанных с разрядкой электрических напряжений, автором излагаются впервые. В литературе, как известно, описываются землетрясения, вызванные разрядкой или упругой отдачей механических напряжений в пределах тектонических нарушений [1], СЦТ в этой связи не упоминаются.

При рассмотрении очагов землетрясений выяснятся очевидный факт, что в зонах сжатия возникают термобарические условия как для разрядки напряжений, так и для генерации УВ, которые после своего образования мигрируют в соседние зоны растяжения, и при соответствующих условиях (наличие коллекторов и покрышек) возможно формирование залежей нефти и газа.

Литература

1. Белов С.В. Космические причины периодичности вулканизма // Система планеты Земля. Нетрадиционные вопросы геологии: XI науч. семинар. 3–5.02.2003 г. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 199–200.

2. Гзовский М.В. Тектонофизика. М.: Недра, 1975.

3. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М., 2005. 195 с.

4. *Ежов Б.В., Худяков Г.И.* Морфоструктуры центрального типа и глубинные геофизические разделы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. С. 667–669.

5. Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987. 184 с.

6. Лопатин А.Ф., Вобликов Б.Г. К проблеме пульсации Земли // Сборник научных трудов. Сер. «Тектоника и гидродинамика». Вып. 1. Ставрополь, 2002. С. 78–79.

7. Певнев А.К. Пути к практическому прогнозу землетрясений. М.: ГЕОС, 2003. 153 с.

8. *Петров А.И*. О механизме образования структур центрального типа // Сов. геология. 1968. №9. С. 139–145.

9. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа (Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1:10 000 000). Л., 1978.

10. Федоров А.Е. Проявление куба в строении Земли // Система планеты Земля. Нетрадиционные вопросы геологии / XI науч. семинар. 3–5.02.2003. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 121–153.

11. Харченко В.М. Природа структур центрального типа и закономерности распространения залежей углеводородов, локальных и региональных очагов землетрясений // Вестн. СевКавГТУ. 2006. № 2 (6). С. 48–53.

12. *Харченко В.М.* Спиральная циркуляция мантийного, корового вещества, цикличность и глобальная геотектоника // Там же. 2006. №5 (9). С. 49–51.

13. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (Геология на пороге XXI в.). М.: Наука, 1995. 159 с.

Т.Н. Хераскова¹, А.Н. Диденко², В.А. Буш³, С.Г. Самыгин¹, Ю.А. Волож¹

Основные этапы распада Родинии и эволюция структурных ансамблей в позднем докембри, раннем и среднем палеозое

В последние годы получены новые палеомагнитные данные, а также сведения о радиологическом возрасте магматических пород. В частности, показано, что на начальных этапах развития Палеоазиатского океа-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

³ Аэрогеофизика

на Сибирский палеоконтинент имел существенно другую абсолютную ориентировку, в отличие от того, что предполагалось ранее. Завершен международный проект «Родиния», позволивший уточнить контуры этого суперконтинента. Это заставляет вновь вернуться к палеореконструкциям, пересмотреть прошлые построения и проследить развитие новобразованных структур на фоне этапов распада суперконтинента Родиния, что мы и сделали для следующих интервалов времени: 950–900, 850–800, 750–700, 650–630, 570–550, 510±15, 450±15 и 380 млн лет.

950–900 млн лет. Суперконтинент Родиния, по общему признанию, возник при коллизии ряда континентальных блоков при гренвильской орогении 1000–950 млн лет назад. Мы предполагаем, что одновременно произошло наращивание континентальной коры и возник эпигенвильский Кратон и примыкающий к нему ороген, нахоящийся сейчас в южной части Восточно-Европейской платформы (Скифско-Туаркырский, Северо-Устюртский, Красноводский, Каракумский блоки). Предполагается, что подобная эпигренвильскому орогену энсиалическая дуга примыкала к Австралии. Она включала территорию Тарима, Цайдама, Северного Тянь-Шаня и Западной части Центрального Казахстана). Эпигренвильская кора орогенного строения возникла в надсубдукционных зонах в результате аккреции. Их объединяет гранитизация с возрастом около 1 млрд лет (Дегтярев и др., 2006 г.; Ярмолюк и др., 2005 г.). Субдукция, вероятно, существовала в эпигренвильских орогенах и после возникновения Родинии. Об этом говорит кремнекислый вулканизм с возрастом 963–920 млн лет в пределах Южно-Гобийского, Актау-Моинтинского, Улутауского микроконтинентов и в Куругтаге, а также наличие глаукофановых сланцев с возрастом около 900 млн лет на северо-западной периферии Тарима. Субдукция под Тарим-Северо-Тяньшаньскую дугу (ороген), вероятно, способствовала отделению Северного Китая от Сибири и последующему сближению его с Тарим-Северо-Тяньшаньской дугой. Важно отметить, что к этому времени Сибирь уже не входила в состав Родинии.

оирь уже не входила в состав годинии. **850–800 млн лет.** Период характеризуется началом распада суперконтинента Родинии, значительным расширением Протопацифика, где возникло две новых ветви. Первая отделила Лаврентию и Амазонию от блоков Юго-Западной Африки (Конго, Калахари), Сибирь от Северного Китая. Вторая, известная как Мозамбикский палеоокеан, отделила Индию и Северо-Западную Африку от Южной Африки и от Антарктиды. Первая ветвь Протопацифика имела небольшую ширину и пассивный тип окраин. Характерно повсеместное распространение даек базальтов с возрастом 830–700 млн лет (В.Е. Хаин, 2001 г.). Необходимо отметить интенсивный базальтовый вулканизм вдоль южной окраины Сибирской платформы. Предполагается, что этот вулканизм фиксирует этап отделения от Сибири крупного континентального блока, включающего Баргузинский микроконтинент, Гарганскую глыбу и, возможно, Гиперборею (Арктиду). Этот процесс предопределил отделение Сибири от Лаврентии и Балтки. Непротяженные активные окраины начали формироваться вдоль восточной (древняя система координат) окраины новой ветви Протопацифика – в Южном Китае и Амазонии – Рио-де-Ла-Платы. Вблизи Амазонии возникла энсиматическая дуга Гояс, вдоль северного края Южного Китая – энсиалическая дуга с возрастом вулканизма 840–770 млн лет, вдоль восточного – энсиматическая Дзяннанская. Островные дуги Южного Китая, вероятней всего, являлись фрагментом протяженной системы активных окраин, сформировавшихся в этот период вдоль северного края распадающейся Родинии по границе с основной котловиной Протопацифика. Она включала островные дуги Южного Китая, затем протягивалась на Таймыр (вулканизм 868 млн лет, данные В.А. Верниковского). Таймырская дуга через систему трансформных разломов сопрягалась с Северо-Китайской и Тарим-Северо-Тяньшаньской дугой.

Мозамбикский палеоокеан имел значительную ширину. На его югозападном крае располагалась Аравийско-Нубийская система островных дуг, которая через трансформный разлом граничила с объединенной Северо-Китайской и Тарим-Северо-Тяньшаньской энсиалической дугой (возраст вулканизма 963–830 млн лет). Западная окраина Мозамбикского океана имела пассивный характер.

750–700 млн лет. Этот период фиксирует следующий импульс распада Родинии: начали формироваться каледонские океаны Тронквиста и Япетус. Произошло отделение Лаврентии от Балтики и от Амазонии, а также от Гипербореи. На этом этапе Лаврентия по всей периферии имела пассивные окраины. Произошло заложение Мавритано-Сенегальского океанического бассейна и отделение Амазонии от Западной Африки. При этом возник ряд микроконтинентов, включая Авалонию, Богемию, Испанию и другие, которые позднее вошли в состав герцинской Европы и Аппалач. Впервые произошло обособление Палеоазиатского океана в качестве залива Протопацифика. Процессы рифтогенеза захватили и континент Балтика, где параллельно раскрывающимуся Япетусу возникла Среднерусская система авлакогенов, а также параллельный ему Абдулинский авлакоген. Возможно, в это время Гиперборея распалась на несколько микроконтинентов – Кара, Баргузин и Арктида. В районе Великих озер Северной Америки также возникла протяженная система рифтов Вичита и Рилфут. Отмечаются рифтогенез и излияние базальтов с возрастом 700 млн лет в пригренландской части Северной Америки. Одновременно с рифтогенезом происходили коллизионные процессы в Транссахарском палеоокеаническом бассейне в виде сближения островной дуги и Западной Африки (коллизия 680 млн лет). Усложнилась система островных дуг Мирового океана: в Мозамбикском палеоокеане активный характер приобрела не только западная, но и восточная его окраины (дуги вдоль западной окраины Индии, Калахари и Конго). Появились энсиалические дуги вдоль западной и южной окраин Сибири и продолжалась активность Северо-Китайско-Тарим – Северо-Тяньшаньской энсиалической дуги, хотя вулканизм здесь значительно сократился.

На формирование структур существенное влияние оказали трансформные зоны, по разные стороны которых плиты и континенты перемещались в различном режиме. Наибольшее значение имели линеаменты, проходящие между Балтикой и Сибирью, а также между Сибирью и континентальными блоками, которые позднее обособились в Восточную Гондвану.

650–630 млн лет. Этот период характеризуется расширением всех палеоокеанических бассейнов предыдущего этапа. Продолжают развиваться рифтогенные структуры в пределах Балтики. Начинается рифтогенез и частичный распад Северо-Китайско-Тарим-Северо-Тяньшаньской островной дуги с обособлением Тувино-Монгольского массива и Южно-Гобийского микроконтинента от Северного Китая. Наряду с процессами растяжения, продолжаются процессы скучивания. Происходит закрытие Транссахарской системы, начинается закрытие Мозамбикского океана. Он перестает быть четко обособленной котловиной, большая часть его океанической коры субдуцируется. Дифференцированные движения по трансформным зонам привели к перестройке островодужных систем. Впервые они объединяются в протяженные системы. На юге из цепи отколовшихся на предыдущем этапе блоков возникла Авалонская дуга с интенсивным бимодальным вулканизмом. Вероятно, в ее состав вошел также Сарматско-Красноводско-Северо-Устюртско-Каракумский блок. Авалонская дуга составляла единое целое с вновь возникшей Палеоуральской островной дугой. Вдоль восточного края Австралии–Антарктиды сформировалась протяженная Росско-Деламерская активная окраина. Субдукционные процессы отмечаются и вдоль восточного края Амазонии.

На севере возникла протяженная система энсиматических островных дуг Палеоазиатского океана – Кузнецко-Алатауская, Западно-Саянская, Джидинская, Баянхонгорская, Хантайширская и Дариби (возраст вулканизма – 569±21, плагиогранитов – 650–585 млн лет (Козаков и др., 2004 г.; Е.V. Khain et al., 2003). В конце этого периода в результате развития системы островных дуг и субдукции произошло сближение континен-

тальных блоков распавшейся Родинии. Этот процесс усилился в последующий этап.

570–550 млн лет. На этом этапе произошли важные тектонические события, известные как панафриканская, кадомская, бразильская, байкальская и тиманская складчатости. По окраинам Сибири, приуральской части Балтики и во фронтальной части Росско-Деламерской активной окраины преобладали аккреционные процессы во фронтальной части островных дуг. Произошло столкновение Балтики и Сарматско-Красноводско-Северо-Устюртско-Каракумский блока Авалонской дуги, а также Балтики и Протоуральской островной дуги. Это привело к увеличению площади Балтики. На остальной части преобладали коллизионные события, в результате которых возник новый суперконтинент – Палеогондвана. Процесс коллизии и аккреции завершился внедрением гранитов с возрастом 550–570 млн лет и метаморфизмом. За пределами Палеогондваны остались Лаврентия, Северный Китай и Тарим-Тяньшань-Кызыл-кумский блок. По краям Сибири, Балтики и Палеогондваны сформировались протяженные орогенические пояса, по всей вероятности, взаимосвязанные.

По периферии Палеогондваны располагалась система островных дуг (вулканизм 570–530 млн лет), более сегментированных, чем на предыдущем этапе. В тыловой части островных дуг возникли надсубдукционные бассейны с возрастом океанической коры 573–539 млн лет (данные Козакова и др., 2004 г.; Ковача и др., 2005 г.; Изоха, 2005 г.; Е.V. Khain et al., 2003). В это время впервые четко обособился Палеоазиатский океан в виде сложной окраинной структуры Палеопацифика.

510±15 млн лет. Этап характеризуется, как и предыдущий, сложной системой островных дуг, протягивавшейся вдоль северной окраины Палеогондваны. Она разделялась, по всей вероятности, трансформной зоной между Балтикой и Сибирью на два сегмента: западный, включавший Новозеландскую, Деламерскую, Западно-Авалонскую, Пеннинскую и, возможно, Хантымансийскую дуги, и восточный, объединивший островные дуги Палеоазиатского океана – Хантайширскую, Дарибскую, Западно-Саянскую, Кузнецко-Алатаускую, Салаирскую, Южно-Тяньшаньскую и Чингиз-Бощекулькую. В этот период произошло сближение островных дуг с континентами, особенно Сибирью и Балтикой. Из-за коллизии Дарибской дуги и Тувино-Монгольского массива, проявился метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций (510 и 490 млн лет, соответственно, Козаков и др., 2004 г.). Метаморфизм зафиксирован и в приенисейской части Сибирского кратона.

450±15 млн лет (поздний ордовик). Наиболее характерной особенностью этого периода является новообразование океанической коры вдоль северного края Палеогондваны и раскрытие Палеотетиса, а также

расширение Туркестанского палеоокеана. Это усилило процессы аккреции и коллизии на окраинах Лаврентии, Сибири и Балтики. Палеосибирь и Балтика соединились протяженной и сложной системой островных дуг. В конце этого этапа произошла коллизия Западно-Авалонской дуги и Лаврентии (таконская орогения).

380 млн лет (живет – нижний фран). Этот этап является временем крупной структурной перестройки, приведшей к закрытию Палеоазиатского океана и возникновению на его месте крупнейшего орогена, соединившего Сибирь и Северный Китай. В его пределах проявился интенсивный надсубдукционный вулканизм, характерный для зрелых островных дуг или краевых вулканических поясов (Курчавов, 2000 г.). Каледонский ороген отделил от Палеопацифика интенсивно расширявшиеся герцинские палеоокеаны – Реик, Палеотеис, Туркестанский и Уральский. Все они, кроме Уральского, составляли крупную океаническую область на северной окраине Палеогондваны, отделенную от Палеопацифика Лаврентией, Сибирью, Каледонским орогеном, Северным Китаем, Тибетом и Южным Китаем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64717), программы президиума РАН «Электронная Земля» и программы ОНЗ-1.

Т.Н. Хераскова¹, Ю.А. Волож¹, М.П. Антипов¹, Р.Б. Сапожников²

Эволюция и типы структур Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии

Многолетние исследования и геологическая интерпретация региональных сейсмических профилей позволила более детально проследить историю становления и развития рифейских структур Восточно-Европейской платформы. Было установлено, что формирование грабенов и рифтов - относительно кратковременный дискретный процесс, сопровождавшийся общим поднятием платформы и частичным размывом более древних отложений. Эпохи деструкции и рифтогенеза чередовались с более спокойными периодами общих погружений и формированием постграбеновых, пострифтовых структур типа синеклиз, выполненных типично плитными платформенными формациями. Часть таких чехлов

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия ² ООО «Восток энерджи лимитед», Москва, Россия

впоследствии была размыта и сохранилась только в основании более молодых авлакогенов. Об их былом существовании можно судить лишь по вещественному составу отложений. Наиболее ярко представлены фрагменты эпикарельского, эпигренвильского и эпикадомского чехлов. История рифейского этапа развития структур Восточно-Европейской платформы зависела от ряда факторов. Несомненное влияние оказала

История рифейского этапа развития структур Восточно-Европейской платформы зависела от ряда факторов. Несомненное влияние оказала структурная неоднородность фундамента платформы, деление его на ряд блоков. Наиболее крупные из них – Сарматский, Скандинавско-Белорусский, Карельский и Волго-Камский. Относительные перемещения отдельных блоков, в том числе сдвигового характера при поворотах кратона, определили развитие грабеновых структур рифея.

На формирование состава и структуры рифейских отложений оказало влияние строение континентальных окраин Балтики. Ее западные окраины (современные координаты) на протяжении большей части рифея развивались как активные с существенной ролью коллизионных событий. Лишь в конце рифея – начале венда, в связи с началом отделения Восточно-Европейского кратона от Лаврентии, здесь проявились про-цессы деструкции и рифтогенеза. В то же время восточные окраины платформы, прилегающие к палеоокеану и включающие комплекс доуралид (тиманид), развивались как пассивные. Коллизионные процессы здесь проявились лишь в венде, одновременно с рифтогенезом на западе. В результате Карельский и Волго-Камский блоки находились в рифее под воздействием пассивной окраины, а Скандинавско-Белорусский и Сар-матский – под влиянием субдукционных и коллизионных событий. Поматскии – под влиянием суодукционных и коллизионных сооблии. По-этому в последних более интенсивно проявились вулканические процес-сы. Это обстоятельство коренным образом отразилось и на строении раз-резов рифейских отложений. На западе преобладают сокращенные разре-зы красноцветных континентальных отложений, в то время как на востоке и юге разрезы более полные, представлены часто морскими накопленияи юге разрезы облее полные, представлены часто морскими накопления-ми, в том числе сероцветными глинистыми и карбонатными, часто выхо-дящими за пределы грабенов-авлакогенов. Здесь практически отсутству-ют вулканиты. Итогом взаимодействия двух типов окраин, вероятно, бы-ло возникновение северо-западных систем нарушений, таких как Ладож-ско-Рыбинский, Кандалакшско-Двинский и Пачелмский разломы. Эти дизюнктивы, судя по возрасту салминской свиты Приладожья и ее аналогов (1600 млн лет), возникли в начале рифея, а движения по ним неоднократ-но возобновлялись вплоть до девонского времени. Первоначально они, вероятно, представляли собой единое целое и лишь в конце рифея были разобщены по системе сдвигов северо-восточного простирания.

Установлена следующая последовательность мезо- и неопротерозойского рифтогенеза, осадконакопления и структурообразования: Около 1.8–1.7 млрд лет назад возник Восточно-Европейский кратон (континент Балтика). В начале мезопротерозоя на его восточном краю происходили процессы рифтогенеза и деструкции (бурзянская серия западного склона Урала). На самом континенте, в его северо-западной части, существовали отдельные впадины, в которых спорадически накапливались терригенные комплексы молассоидного облика, комагматичные гранитам рапакиви. Отличительной их особенностью является присутствие в качестве второстепенных членов вулканитов базальтриолитового состава с возрастом 1540–1600 млн лет, приуроченных к локальным зонам растяжения вдоль разломов северо-западного простирания. Формирование впадин было связано с коллизионными процессами, происходящими в это время вдоль северо-западной окраины континента. Это свидетельствует о тектонической активности северо-западной части Балтики во время протоплатформенной стадии ее развития. В более южных и центральных частях платформы в это же время формировались типично платформенные ассоциации кварцевых песчаников.

вались типично платформенные ассоциации кварцевых песчаников.
Около 1400–1350 млн лет, после крупной структурной перестройки, генетически связанной с процессами заложения рифтогенной окраины на востоке (свидетельство – машакская свита на Урале), в пределах Балтики проявились интенсивные процессы растяжения и возникла система листрических сбросов, контролирующих осадконакопление в формирующихся грабенах-авлакогенах. При этом на юго-востоке и востоке процессы растяжения протекали интенсивнее, поэтому в этом направлении возрастает мощность и полнота разрезов синхронных отложений. В конце этого этапа в восточных районах возникла трансгрессивнорегрессивная цикличность осадков, указывающая на связь авлакогенов с океаном. Формирование горст-грабеновой структуры восточной окраины мезопротерозойской Балтики было связано не с процессами активного рифтогенеза, как предполагалось ранее, а с импульсами процессов растяжения в смежной «доуральской» зоне Печорского бассейна. Фрагменты более приближенной к палеоокеанической части этой окраины реконструированы на севере Балтийского щита, на Тимане и на западном склоне Урала. Разломы, ограничивающие эти авлакогены СЗ простирания (Мезени, Кандалакшско-Двинский и Пачелмский) являются конседиментационными, имеют листрическую природу.

конседиментационными, имеют листрическую природу. В неопротерозое (1000–750 млн лет) происходят общее погружение платформы, трансгрессия моря и формирование палеоплатформенного чехла континента Балтика, входившего в состав эпигренвильской Родинии. При этом наиболее мелководные пестроцветные фации, как и ранее, тяготеют к западным частям территории, а более глубоководные темноцветные и карбонатные – к восточным и северо-восточным частям. По всей вероятности, этот процесс был связан как с завершением гренвильской (свеконорвежской) коллизии на западе платформы, так и с импульсом спрединга и формирования океанической коры в Печорском бассейне на востоке континента Балтика.

В начале эдиакария происходит сближение Балтики с Протоуральской островной дугой и постепенное закрытие задугового бассейна. Этот процесс привел к оживлению движений по разломам уже юго-западного простирания, сегментирующим авлакогены Мезени. Местами вдоль них проявился специфический щелочной магматизм, с которым связаны локальные проявления туффизитов, кимберлитов и пр. Вдоль наиболее крупного из них, параллельного рифтовой зоне раскрывающегося Япетуса, в это время возникла зона растяжения Среднерусского авлакогена.

Полученные данные позволяют заключить, что современная структура авлакогенов на севере Восточно-Европейской платформы формировалась длительное время под влиянием различных геодинамических факторов. В западной части преобладали структуры локального растяжения типа pull-apart, на востоке – рифтоподобные структуры растяжения северо-западного простирания, возникшие при формировании континентальной окраины и генетически связанные с импульсами рифтогенеза, затем спрединга в океаническом и окраинном бассейне. Кроме того, в конце неопротерозоя возникли рифтогенные поперечные структуры восток-северо-восточного простирания (Среднерусский авлакоген), генетически связанные с процессами кадомского орогенеза на восточной окраине континента и началом раскрытия палеоокеана Япетус.

Впервые выявлен ряд новых закономерностей в строении авлакогенов Восточно-Европейской платформы. Показано, что морфологический термин «авлакоген» в понимании Н.С. Шатского – «бороздой рожденный» объединяет несколько структур разного генезиса, сформированных в процессе следующих различных геодинамических процессов.

1. Грабен-синклинали, генетически связанные с процессами орогенеза и относительными смещениями крупных блоков фундамента (раннерифейский Ладожский грабен, раннерифейский Кандалакшско-Двинсий авлакоген). Характерены породные ассоциации типа вулканогенных моласс, бимодальный вулканизм, комагматичные граниты рапакиви. Для них характерны дислокации и сходство со складчатым комплексом осадочного чехла молодых платформ.

2. Система односторонних грабенов, генетически связанных с процессами растяжения и формирования листрических сбросов в процессе становления деструктивной континентальной окраины. Характерны скудные проявления магматизма и генетическая связь осадконакопления с конседиментационными разломами и с трансгрессивно-регрессивными циклами в смежном палеоокеаническом бассейне (типичный пример – ранне-среднерифейские грабены Мезени). Типичны утонение пластов вверх по восстанию пологих склонов грабенов и увеличение их мощности в крутых их приразломных бортах.

3. Процессы континентального рифтогенеза. Имеют место различные грабены с конседиментационным заполнением отложениями типа вуланогенных моласс, бимодальный вулканизм, мощные базальты типа траппов. Их возникновение связано с заложением палеоокеанических структур (точка тройного сочленения над поднимающимся плюмом. Они всегда начинаются у границы платформы и образуют входящий угол. Примером могут служить структуры конца раннего и среднего рифея Кандалакшско-Двинского и Пачелмского авлакогенов, генетически связанные с заложением бассейнов доуралид.

4. Присдвиговые структуры растяжения (транстенсивные) Восточно-Европейской платформы – преимущественно восток-северо-восточного простирания. Чаще всего это просто сдвиги, сегментирующие авлакогены на отдельные фрагменты, смещенные друг, относительно друга. Однако вдоль наиболее крупных из них или между ними, в отдельные этапы развития возникают грабены растяжения, структуры типа пулл-апарт (Ладожский грабен), выполненные грубообломочными отложениями с проявлениями взрывного туффизитового вулканизма. На Восточно-Европейской платформе они проявились особенно ярко в связи с орогенезом раннего венда в Тимне, а также на западе платформы во время свеконорвежской (гренвильской) коллизии. Типичным примером является Среднерусский авлакоген. Хотя его происхождение, вероятно, связано и с раскрытием палеоокеана Япетус.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ-1

А.И. Хисамутдинова¹

Реконструкция областей сноса для пород среднезоценовой снатольской свиты Западной Камчатки по литологическим данным

Охотоморский регион расположен на стыке трех литосферных плит: Евразийской, Тихоокеанской и Северо-Американской; положение границ плит, механизм образования Охотской микроплиты, ее эволюция во

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

времени вызывают дискуссии. Наши исследования посвящены выяснению тектонической эволюции Западно-Камчатского сегмента Охотоморского региона в эоцене по литологическим данным. В пределах Западной Камчатки обнажаются породы от мезозойских до

В пределах Западной Камчатки обнажаются породы от мезозойских до кайнозойских. Меловые породы выходят на поверхность фрагментарно, в «эрозионных окнах», наиболее древними по возрасту являются образования хребта Омгон – это среднеюрско-раннемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс, слагающий блоки и крупные пластины, ограниченные разломами, среди терригенного комплекса, датированного альб-маастрихтом [1]. Терригенный комплекс с резким несогласием перекрыт среднеэоценовыми породами снатольской свиты. Она представлена двумя литологофациальными типами разреза: вблизи меловых выступов это мелководные отложения с мощной, до 300 м, пачкой конгломератов в основании, а в других случаях – это слоистая толща песчаников видимой мощностью до 150 м. Анализ состава песчаников позволяет реконструировать тектоническую историю региона, выявить области активного орогенеза, являвшихся доминирующими источниками сноса во время накопления толщи.

нирующими источниками сноса во время накопления толщи. Детальное изучение пород снатольской свиты проходило по двум стратотипическим береговым разрезам (рис. 1).

В Майначском разрезе снатольская свита представлена залегающими в основании валунно-галечными конгломератами, полимиктовыми, с мелкими линзами угля, которые выше по разрезу сменяются серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с рассеянным углефицированым растительным детритом и отдельными прослоями грубозернистых песчаников и алевролитов; с горизонтами карбонатных конкреций (рис. 2). При микроскопическом изучении эти песчаники, согласно В.Д. Шутову [3], отнесены к кварцево-полевошпатовым грауваккам. Среди обломочных зерен преобладают полевые шпаты, обломки горных пород, кварц; второстепенные минералы представлены хлоритом, слюдой, редким глауконитом, цирконом. Полевые шпаты представлены кислыми и основными плагиоклазами, единичными микроклинами; это неокатанные зерна угловатой, таблитчатой формы, пелитизированные (проверить) и соссюритизированные, часто встречаются сростки плагиоклаза и кварца. Кварц слагает зерна плохо окатанные, иногда волнисто угасающие с микровключениями. Литокластиты представлены обломками гранитоидов, редкими пегматитами, плохо окатанными вторично измененными зернами основных вулканитов – базальтов, долеритов, вулканическим стеклом, метакварцитами, редкими обломками хлоритовых сланцев. Среди акцессорных шире остальных распространены хлорит и циркон. Межзерновое пространство выполнено матриксом из полевых шпатов и кварца, редко – девитрифицированным вулканическим стеклом.

411



Рис. 1. Схема расположения разрезов Разрезы: 1 – Майначский, 2 – Точилинский

Точилинский береговой разрез расположен севернее Майначского, здесь породы снатольской свиты слагают ядро Точилинской антиклинали. Это переслаивание светлых зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников с обильным углефицированным растительным детритом, скопления которого приурочены к поверхностям напластования. Песчаники чередуются с редкими буровато-серыми алевролитами, встречаются одиночные кремнисто-карбонатные конкреции диаметром до 1.5 м (см. рис. 2).

Состав песчаников, отобранных из Точилинского разреза, по классификационной диаграмме [3], соответствует полевошпатово-кварцевым грауваккам, граувакковым аркозам и мезомикто-кварцевым песчаникам (см. рис. 2). Под микроскопом он таков: зерна кварца, полевых шпатов, обломки горных пород, редкий цемент, в качестве второстепенных минералов присутствуют глауконит, слюда, хлорит. Кварц доминирует, встречаются зерна от хорошо окатанных до совершенно остроугольных, полевые шпаты представлены основными плагиоклазами, реже микроклином. Это плохо окатанные, угловатые зерна, реже вовсе неокатанные с выраженными гранями таблитчатые кристаллы. В одном шлифе наблюдаются как сильно вторично измененные зерна, так и свежие. Лититовая часть обломочной компоненты сложена главным образом основными и кислыми эффузивами, вулканическим стеклом, осадочные породы (карбонатные) слагают менее 5%. Все обломки пород плохо окатаны, частично вторично изменены. Цемент песчаников глинистый, местами базальный, но чаще неполный поровый, занимает менее 5% от общего объема породы. Часто вулканическое стекло, вторично измененное и имеющее неправильные контуры, окаймляя обломки, как бы цементирует их.

зальный, но чаще неполный поровый, занимает менес 576 от общего обвема породы. Часто вулканическое стекло, вторично измененное и имеющее неправильные контуры, окаймляя обломки, как бы цементирует их. По сравнению с майначскими точилинские песчаники имеют более изменчивый состав. При сопоставлении состава одновозрастных песчаников можно отметить, что в майначских присутствует больше листочков хлорита, слюд, кристаллов циркона. При этом хлорит и слюда отлагались в первичном осадке. Песчаники из Точилинского разреза более зрелые, включают в себя большее количество обломков основных эффузивов и вулканического стекла.

Незрелость песчаников, явное различие степени вторичной измененности одних и тех же минералов, плохая окатанность зерен, – свидетельствуют о том, что толща накапливалась в условиях активных тектонических движений, когда снос терригенного материала происходил с растущих орогенов, расположенных по замерам косой слоистости на северо-востоке и востоке. На севере размывалась вулканическая область, поставляющая обломки основных эффузивов, на востоке подвергался денудации Срединный хребет, эксгумация которого по [2] началась в

Условные обозначения



Прос ератов

анти Прослон песчаника Прослои алевролита

Прослон глины/аргиллита

- Углефицированный растительный детрит
- Карбонатные конкреции
- Галька изверженных пород
- Уменьшение размерности зёрен/гальки от подошвы к кровле толщи
- Косая слонстость
- Несогласное залегание
- Разлом 11

аб Пересланвание слоёв мощностью а) 1 м и более; б) 0,1-1м

Точилинский разрез



Рис. 2. Генерализованный разрез снатольской свиты и FQL-диаграммы состава песчаников

F

Разрезы: 1 – Майначский, 2 – Точилинский

ī

раннем эоцене; признаком этого служит наличие пород явно метаморфического облика среди обломочных зерен песчаников (хлоритовые сланцы, метакварциты).

В начале среднего эоцена накопление снатольской толщи происходило в условиях авандельты крупной реки, о чем свидетельствуют конгломераты в основании толщи с характерной «черепичной слоистостью», основная же ее часть накапливалась в условиях приливно-отливной зоны, лагуны.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект №05-05-64066) и гранта молодых ученых ГИН РАН, гранта ведущих научных школ НШ-9664.2006.5. Выражаю благодарность М.Н. Шапиро за ценные консультации.

Литература

1. Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Радиолярии и биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое / Ред. Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджян. М.: Научный мир, 2005. С. 6–55.

2. Соловьёв А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2005. 362 с.

3. Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).

С.В. Хромых, М.Л. Куйбида¹

Петрологические индикаторы активности Таримского плюма в зоне коллизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов

Традиционно считалось, что позднепалеозойские магматические комплексы Обь-Зайсанской складчатой системы Восточного Казахстана отражают коллизионные события, связанные с косым столкновением Сибирской и Казахстанской континентальных плит [1, 2]. Это подтверждается присутствием в Чарской зоне орогенных молассовых впадин, в пределах которых широко распространены трахибазальт-андезит-

¹ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

риолитовые (габбро-граносиенит-гранитные) формации, которые интерпретировались как индикаторы раннеколлизионной обстановки (С₂₋₃), и гранит-лейкогранитные формации (Жарминский и Калба-Нарымский батолитовые пояса), которые, в свою очередь, интерпретировались как индикаторы позднеколлизионной обстановки (С₃-P₁) [3]. Однако появляющиеся в последнее время данные указывают на то, что на рубеже карбона-перми, наряду с этими индикаторными комплексами, магматизм становится значительно более «пестрым» по формам проявления, составу и металлогении, обнаруживая черты, обычно присущие рифтогенным (плюмовым) обстановкам. В докладе излагаются первые результаты исследований позднекарбоновых-раннепермских магматических комплексов Восточного Казахстана, которые могут являться петрологичекими индикаторами активности Таримского плюма в зоне коллизионного сочленения Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов.

Аргимбайский интрузивный габброидный пояс расположен в Чарской осевой зоне и имеет протяженность более 100 км. Он сложен цепочкой силлов и даек, в строении которых принимают участие породы двух ассоциаций: аргимбайского габбро-плагиосиенитового комплекса и более молодого по отношению к нему максутского пикритоидного комплекса. Породы аргимбайского комплекса имеют преимущественное распространение и представлены габбро, габбро-эссекситами и плагиосиенитами. Характерной особенностью габбро является их насыщенность щелочами (Na₂O = 4–5 мас.%, K₂O = 1.5–2 мас. %), повышенные концентрации TiO₂ (1.5–2 мас.%), Р₂O₅ (0.5–0.7 мас. %), редкоземельных элементов (Σ P3Э = 190–270 г/т) и легких лантаноидов ([La/Yb]_N = 9–10), Ва (780–1000 г/т), Sr (580–980 г/т), Zr (240–380 г/т), Rb (11–36 г/т), что указывает на их формирование за счет обогащенного мантийного источника. Породы максутского комплекса представлены пикродолеритами и оливиновыми габброноритами. Они наследуют петрогеохимические характеристики ранней аргимбайской ассоциации – принадлежат к умеренно щелочной серии (Na₂O = 2–4 мас.%, K₂O = 0.7–1.2 мас.%), сохраняют высокие концентрации редкоземельных и редких элементов (Σ P3Э = 70 г/т, Ba до 240 г/т, Sr до 830 г/т, Rb до 8 г/т, Zr до 90 г/т).

Анализ геологических данных и состава пород Аргимбайского интрузивного пояса показывает, что формирование базитовых магм происходило в антидромной последовательности – при переходе от ранних (аргимбайский габбро-плагиосиенитовый комплекс) к поздним (максутский пикритоидный комплекс) базитам магнезиальность закономерно увеличивается, а кремнекислотность и щелочность соответственно уменьшаются. Сходство геохимических характеристик габброидных и пикритоидных магм позволяет предположить, что их формирование происходило из одного и того же обогащенного мантийного источника. Магмообразование сопровождалось постепенным вовлечением в расплав более тугоплавких компонентов, т.е. увеличением степени плавления мантии. Возраст пород габбро-плагиосиенитовой ассоциации был установлен U-Pb (Shrimp-II) методом по цирконам из габбро и составляет 293±2 млн лет, а возраст пород пикритоидной ассоциации, определенный с помощью ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования по магматическим роговой обманке и биотиту, равен 278±3 млн лет (роговая обманка), 280±3 млн лет (биотит) и хорошо согласуются с большим количеством датировок медь-никеленосных расслоенных массивов в Северо-Западном Китае (285–282 млн лет, U-Pb, Re-Os методы), формирование которых связано с активностью Таримского плюма [4].

Кунушский плагиогранитный пояс малых гипабиссальных массивов и даек, расположенный в Калба-Нарымской зоне, протягивается более чем на 200 км. Породы кунушской ассоциации представлены биотитовыми плагиогранитами или плагиогранит-порфирами, химический состав позволяет отнести их к низкокалиевой известково-щелочной серии, а высокие содержания Al₂O₃, Sr, Eu, обеднение Y и тяжелыми лантаноидами свидетельствуют о принадлежности плагиогранитов к породам высокоглиноземистого типа [5], формирование которых связывается с дегидратационным плавлением метабазитового субстрата при высоких давлениях (10-12 кбар) [6]. Это предположение подтверждается Sm-Nd изотопными исследованиями: Sm-Nd модельный возраст протолита плагиогранитов составляет 0.52 млрд лет, $\epsilon Nd_T = +6.7$, в то же время Sm-Nd модельный возраст метабазальтов Чарского офиолитового пояса составляет 0.46 млрд лет, єNd_T = +6.8 [7]. Судя по геохимическим и Ndизотопным данным, формирование плагиогранитных магм кунушского комплекса происходило за счет плавления пород океанического основания Калба-Нарымского турбидитового бассейна. Возраст пород плагиогранитной ассоциации был установлен U-Pb (Shrimp-II) методом по цирконам и составляет 307–299 млн лет [8].

Палеовулканические структуры центрального типа имеют широкое распространение, охватывая все структурно-формационные зоны Зайсанской складчатой области. К ним относятся: Сиректасская и Коконьская структуры в Жарма-Саурской зоне, Тастауская структура в Чарской зоне, Актобинская и Калгутинская структуры в Калба-Нарымской зоне, Сержихинская структура в Рудно-Алтайской зоне. Разная степень эродированности палеовулканических структур позволила исследовать как покровные, так и гипабиссальные фации. Эти структуры сложены преимущественно породами кислого состава (дацитами, гранодиоритами, гранитами, риолитами), однако в их составе отмечаются штоки андезибазальтов (Актобинская структура), гипабиссальные тела монцонитоидов и сиенитоидов (Тастауская и Сиректасская структуры), дайки базитового состава (практически во всех структурах). Проведенное петролого-геохимическое и термобарогеохимическое изучение пород в составе палеовулканических структур [9, 10] позволило установить, что генерация кремнекислых магм происходила в нижнекоровых условиях ($P \sim 10-12$ кбар) при высоких (900–1200°С) температурах.

Формирование этих вулканических серий может быть объяснено внедрением высокотемпературных мантийных расплавов в основание континентальной коры и «продвинутым» нижнекоровым анатексисом с высокими степенями плавления (20 % для метабазитовых толщ и 40–50 % для метапелитовых толщ), происходившим в локальных очагах под палеовулканическим постройками. Наличие в палеовулканических ассоциациях сопоставимых количеств продуктов резко различных степеней плавления (дацитов и риолитов) в совокупности с небольшими объемами этого магматизма свидетельствует о том, что анатексис проходил в высокоградиентном температурном поле, т.е. тепловой источник, имевший очень высокие температуры (не менее 1400°С), располагался непосредственно в основании континентальной коры. Возраст палеовулканических структур был установлен U-Pb (Shrimp-II) методом по цирконам для лейкогранитов Сиректасской структуры и составляет 289±7 млн лет [11].

Вышеприведенные данные свидетельствуют, во-первых, об обогащенном характере мантийного источника, продуцировавшего базитовый магматизм, и активном участии мантийных магм в процессах генерации кремнекислых расплавов, а, во-вторых – геохронологические данные подчеркивают проявление «пестрого» по составу магматизма в узком возрастном интервале 300–275 млн лет (поздний карбон – ранняя пермь) и коррелируются с возрастом магматической активности Таримского плюма в Северо-Западном Китае (300–270 млн лет). Полученные предварительные данные позволяют рассматривать позднекарбоновые– раннепермские магматические комплексы Восточного Казахстана в качестве петрологических индикаторов активности Таримского плюма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН – СО РАН (проект № ОНЗ-7.10.2), РФФИ (проект № 07-05-00583), а также НШ (№ 7417.2006.5).

Литература

1. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.

2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1/2. С. 49–75.

3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Там же. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.

4. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Там же. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.

5. *Арт Дж.Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

6. *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891–931.

7. Сафонова И.Ю. Геодинамические обстановки формирования вендпалеозойских базальтов Палео-Азиатского океана из складчатых областей Горного Алтая и Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.минерал. наук. Новосибирск, 2005. 20 с.

8. Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г. и др. Возраст, состав и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: Инт геогр. СО РАН, 2007. С. 65–67. (Материалы Науч. совещ. по Программе фундам. исслед.; Т. 1).

9. Титов А.В., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Поспелова Л.Н. Расплавные включения в гранате и кварце из дацит-порфиров Актюбинской вулканической структуры (Казахстан): Оценка условий генерации и состава первичных расплавов // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 1. С. 86–90.

10. Куйбида М.Л., Хромых С.В., Мороз Е.Н. Петрологическая модель формирования сининверсионных вулканоплутонических ассоциаций Восточного Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: Инт геогр. СО РАН, 2004. С. 199–202. (Материалы Науч. совещ. по Программе фундам. исслед.; Т. 1).

11. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. Первые свидетельства активности Таримского плюма в Восточном Казахстане // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2007. С. 140–143. (Материалы Науч. совещ. по Программе фундам. исслед.; Т. 2).

Новые данные о строении мезозойского осадочного чехла в северном обрамлении палеозойского гранитного массива Дзурамтай (Монголия, Южная Гоби)

Горный массив, включающий в северо-восточной своей части гранитный массив Дзурамтай, общей площадью около 255 км², расположен в 120 км юго-западнее г. Далан-Дзадгад (см. рисунок, а в статье авторов «О воздействии палеозойских гранитоидов...» в наст. сб.), ограничен с севера Цагангольской, а с юга – Бохтынской мезозойскими впадинами и представляет собою кайнозойское поднятие с относительными перепадами высот около 200 м при максимальной абсолютной отметке 1824 м.

Гранитный массив Дзурамтай (С2-3) [2] имеет изометричную форму, достигает в поперечнике 12 км и характеризуется контрастным рельефом. На прилегающем участке Цагангольской впадины граниты контактируют с мезозойско-кайнозойским платформенным осадочным чехлом. Граниты в основном контакте падают в северных румбах с углами 35-40° под мезозойские отложения, а также образуют сглаженные выступы среди осадочных пород. Слагающие чехол континентальные отложения хорошо обнажены и изучены вдоль северных склонов массива [1, 3]. Здесь, часто непосредственно на гранитах, залегают нижне-среднеюрские отложения дзурамтайской свиты. Породы свиты залегают моноклинально, с углами падения 30-40° к центру впадины. В строении разреза участвуют (снизу вверх):

1) пачка кварцевых песчаников, обогащенных мелкой кварцевой
дресвой 10-17
2) пачка углистых алевролитов и алевритистых глин с маломощны-
ми прослоями или линзами бурых углей и песчаников; местами с отпе-
чатками флоры, зеленовато-бурых алевритистых глин и алевроли-
тов с прослоями песчаников до 8
3) толща полимиктовых конгломератов, преимущественно бурых, с

Мошность, м

прослоями зеленовато-серых алевролитов, песчаников, и, местами, с включениями углистых глин более 100 м (видимая)

Общая мощность отложений дзурамтайской свиты превышает 130 м.

¹ Геологический институт (ГИН РАН), Москва, Россия ² Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

³ Институт геологии и минеральных ресурсов (ИГиМР) АНМ, Улан-Батор, Монголия

Вышележащий разрез мезозоя представлен сероцветными и красноцветными терригенными отложениями поздней юры, раннего мела, общей мощностью около 580 м. На мезозойских отложениях субгоризонтально, с размывом и угловым несогласием, залегают четвертичные конгломерато-брекчии мощностью до 4 м.

Общая мощность юрско-меловых отложений осадочного чехла достигает 1400 м.

В результате детальных исследований выявлены следующие особенности строения пород фундамента и чехла:

1. Граниты представлены разрыхленными дезинтегрированными разностями, обычно распадающимися при отборе образцов на мелкие обломочные зерна кварца и полевого шпата. Они разбиты системой разноориентированных тектонических трещин. В области контакта гранитов преобладают трещины, ориентированые субпараллельно контакту с осадочными породами.

2. Вверх по разрезу сильно разрыхленные разности гранитов, часто с постепенным переходом, сменяются светло-серыми или белыми кварцевыми песчаниками, содержами дресву кварца. Кварцевые зерна в данных породах не окатаны, не ориентированы, не сортированы; их скопления образуют гнезда или линзы не выдержанные по латерали и вертикали с различными по размеру зернами или обломками кварца, по морфологии аналогичные кварцу из близлежащих гранитов. В составе кварцевых песчаников, в виде включений неправильной формы, также встречаются гнезда пород гранитного состава размером до 3–5 см.

Характерной особенностью кварцевых песчаников является наличие в них тонкой волнистой или параллельной (контакту с гранитами) отдельности, морфологически сходной со слоистостью осадочных пород. В то же время для них характерны неслоистые текстуры с хаотичным расположением неокатанных и несортированных обломков (кварцевых или кварц-полевошпатовых зерен или дресвы), отсутствие включений растительного детрита или углистых пород, характерных для вышележащих угленосных отложений пачки 2.

Ранее эти породы включались в состав непрерывного осадочного разреза, причем появление их фиксировалось как в основании, так и в центральной части разреза. В отличие от достаточно выдержанных по простиранию пачек (2–3, углистых пород и конгломератов), мощность пород пачки 1 даже в соседних, близко расположенных друг от друга разрезах, сильно меняется.

Выявлены различные формы контакта характеризуемой пачки кварцевых песчаников и подстилающих гранитов. Наиболее часто отмечаются постепенные переходы, и бывает трудно провести границу между ними. В случаях отчетливого контакта в гранитах отмечаются зеркала скольжения или присутствуют маломощные линзы тонкоперетертых гранитов, условно названные «гранитной мукой».

3. Вышележащая угленосная пачка 2 в нижней части имеет смешанное строение. Здесь среди скоплений линзовидных тел пород угленосной пачки содержатся включения кварцевых песчаников (по составу аналогичных породам пачки 1). Песчаники образуют гнезда или линзы эллипсоидальной формы толщиною 1–3 см, и протяженностью 10–30 см.

По набору литологических признаков отложения угленосной пачки 2 относятся к озерно-болотным отложениям с типичными для них горизонтальнослоистыми, волнистыми или комковатыми текстурами.

4. Вышележащие отложения пачки 3 (конгломераты) в отличие от базальных кварцевых песчаников имеют полимиктовый состав, причем роль гранитного материала в них невелика (первые проценты). Эти грубообломочные отложения характеризуются обычными текстурно-структурными признаками осадочных пород, свидетельствующими об их накоплении в аллювиальных и озерных фациальных обстановках.

Таким образом, вышеперечисленные особенности строения пород пачки 1 позволяют отнести эти породы к разряду **тектонитов**, приуроченных к контакту гранитов и осадочных пород. Образование их связано с проявлением процессов складчато-разрывных дислокаций, связанных, в свою очередь, с вертикальными движениями гранитного массива, затрагивающими строение осадочного разреза мезозойского платформенного чехла (см. ст. авторов «О воздействии палеозойских гранитоидов» в наст. сб.).

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН, программа № 10; Проекта РФФИ № 07-05-01158-а.

Литература

1. Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. 179 с. (Тр. Совм. Рос.-Монг. науч.-исслед. геол. эксп.; Вып. 55).

2. Карта геологических формаций Монгольской народной республики. М-б 1: 500 000. Новосибирск: ГУГиК СССР, 1989.

3. Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. 211 с.

О воздействии палеозойских гранитоидов фундамента на строение мезозойского платформенного осадочного чехла (район гранитного массива Дзурамтай, Южная Гоби)

Проблема взаимодействия пород фундамента с платформенным осадочным чехлом – одна из актуальнейших в современной геологии. Одним из вариантов ее решения является установление механизма воздействия фундамента на осадочный чехол в процессе протрузивной деятельности. В этой связи важная информация была получена авторами в районе гранитного массива Дзурамтай (Южная Гоби), расположенном в 120 км юго-западнее г. Далан-Дзадгад (рисунок, а).

В процессе полевых исследований были выявлены следующие особенности взаимоотношений палеозойских гранитоидов массива Дзурамтай и мезозойского платформенного чехла. 1. Граниты представлены разрыхленными дезинтегрированными разностями, хорошо выраженными в рельефе; в основном контакте граниты падают в северных румбах с углами 35-40° под мезозойские отложения, а также образуют сглаженные выступы среди осадочных пород. 2. На контакте гранитов и осадочных пород выявлены породы, по комплексу признаков относимые нами к разряду тектонитов (см. ст. авторов «Новые данные о строении...» в наст. сб.), образование которых связано с проявлением процессов складчато-разрывных дислокаций, связанных, в свою очередь, с вертикальными движениями гранитного массива, затрагивающими строение осадочного разреза пород платформенного чехла.

Выявленные особенности взаимоотношения гранитов и осадочных пород, по мнению авторов, являются следствием «холодного» воздействия на осадочный чехол гранитов фундамента в результате протрузивной деятельности [1-3]. Предлагается следующая модель образова-ния данных пород.

В начале юрского периода граниты обнажались лишь на небольших участках Дзурамтайского массива в пределах древней обширной области денудации. В это время оформляется устойчивый для мезозойскокайнозойской истории структурный план территории: формируется Дзурумтайское поднятие и обрамляющие ее Цагангольская и Бохтынская впадины.

 ¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
² Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия
³ Институт геологии и минеральных ресурсов (ИГиМР) АНМ, Улан-Батор, Монголия



Рисунок. Местоположение горного массива Дзурамтай (а) и строение осадочного чехла до роста протрузии гранитов (б) и его приконтактовой зоны после формирования протрузии в современную эпоху (в)

ской свиты: 3 – глины и алевролиты с линзами песчаников: в нижней части черные углистые (4 м), содержащие линзы углей, в ские, нижнемеловые и сеноман-сантонские терригенные отложения нерасчлененные; 6 – разрыхленные, нередко рассланцованые ге протрузии); 8 – пачка беспорядочно расположенных линз или гнезд углистых глин, алевритов, а также кварцевых песков с раниты (10 м); 7 - кварцевые песчаники с дресвой кварца, часто рассланцованные (3-5 до 10 м) (тектониты, возникшие при рос-1 – метаморфические породы фундамента (без расчленения); 2 – граниты; 3, 4 – нижне-среднеюрские отложения дзурумтайверхней – части буроцветные (5 м), 4 – конгломераты с прослоями алевролитов и глин местами углистых (105 м); 5 – верхнеюрдресвой кварца (4 м). Примечание: в скобках приведены максимальные мощности слоев и толщ На протяжении юры и мела в пределах Дзурамтайской области денудации существовали периодически сменявшие друг друга как горные, так и равнинные ландшафты. Это вызвало накопление в областях аккумуляции толщ грубоообломочных и тонкообломочных пород. При этом роль гранитного материала в обломках была невелика (первые проценты). Основной их объем составляли метаморфизованные осадочные породы фундамента (сланцы, реже песчаники).

Во вторую половину позднемеловой эпохи и на протяжении большей части кайнозойского периода в характеризуемом районе был перерыв в осадконакоплении. Лишь в четвертичный период здесь стали накапливаться конгломераты и брекчии, залегающие с угловым несогласием (субгоризонтально) на моноклинально падающих к центру впадины мезозойских отложениях. При этом, в отличие от мезозойских отложений, в их составе преобладают обломки гранитов и аркозовый материал. Это позволяет предположить активное воздымание гранитного массива в четвертичный период, по скорости опережавший поднятия других участков фундамента, сложенных осадочно-метаморфическими породами.

Интенсивное воздымание гранитного массива в четвертичный период затронуло не только область денудации (где возрастала контрастность горного рельефа) но и прибортовое ложе впадины. Характерной особенностью является высокая степень дезинтеграции гранитов. Их рассланцевание (возникновение тонкой отдельности) происходило, вероятно, под влиянием давления, возникающего в условиях подъема массы гранитов (сдерживаемого мощными толщами пород перекрывающего осадочного чехла). При этом осуществлялись механическое разрушение зерен полевых шпатов и накопление устойчивых в зоне тектонических подвижек кварцевых зерен гранитов, а также мелких обломков жильного кварца.

В результате таких преобразований на контакте гранитов с осадочным чехлом возникла толща тектонитов: кварцевых песков с дресвой и хаотичным расположением неокатанных и несортированных обломков. Вначале они были сцементированы тонкообломочными продуктами механического разрушения полевых шпатов, а позже в составе цемента появился катагенетический кремнезем.

Механизм протрузивного воздымания гранитов под покровом мощного осадочного чехла объясняет и другие особенности строения характеризуемых приконтактовых пород: наличие зеркал скольжения, постепенные переходы разрыхленных гранитов в кварцевые песчаники или появление между этими породами линз тонкоперетертых гранитов, линзовидно-блоковое строение отложений нижней части угленосной пачки. В отличие от выдержанных по простиранию пачек юрско-меловых осадочных пород, мощность кварцевых песчаников даже в соседних, близко расположенных друг к другу разрезах сильно меняется.

Из-за длительного перерыва в осадконакоплении (со второй половины позднего мела по неоген) пока остается нерешенным вопрос о времени начала активного воздымания гранитов. Возможно, это произошло во второй половине плиоцена, когда на всей территории Центрально-Азиатского складчатого пояса проявился орогенный этап, продолжающийся и в настоящее время. При этом авторы считают, что протрузивная деятельность, наряду с поднятиями блоков и складчатыми деформацими, внесла весомый вклад в формирование современного контрастного горного рельефа.

Однако имеются факты, позволяющие предположить, что процесс воздымания гранитов длительный, не совпадающий по времени с эпохами орогенеза. Выше отмечалось, что четвертичные конгломераты и брекчии субгоризонтально с размывом и угловым несогласием залегают на моноклинально падающих к центру впадины мезозойских отложениях. Это позволяет предположить, что процесс плавного роста протрузии начался еще до поздненеоген-четвертичного орогенного этапа (после второй половины позднего мела). Вероятно, это и привело к деформации первично горизонтально залегающих мезозойских толщ и к приобретению ими моноклинального падения к центру впадины.

Особенности строения зоны контакта гранитов с осадочным чехлом до и после образования гранитной протрузии иллюстрируются рисунком, б-в.

Таким образом, впервые для этой территории авторы предлагают новый механизм влияния пород фундамента на строение осадочного чехла в результате протрузивной деятельности.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН, программа № 10; Проекта РФФИ № 07-05-01158-а.

Литература

1. Леонов М.Г. Глубинные диапиры и протрузии кристаллических пород как показатель расслоенности и подвижности фундамента активизированных платформ // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. №3. С. 12–26.

2. Леонов М.Г. О тектонической деформации гранулированных геологических сред // Докл. РАН. 1997. Т. 353, №1. С. 79–82.

З. Леонов М.Г. Протрузии кристаллического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 2. С. 3–18.

Гетерогенность палеодуг Восточной Камчатки по офиолитовым и вулканическим комплексам

В пределах Ачайваям-Валагинской (АВД) и Кроноцкой (КД) палеодуг выделяются тектонически дезинтегрированные офиолитовые комплексы, имеющие различную геодинамическую природу: 1 – фрагменты древней океанической коры разного возраста, характеризующие основание, на котором закладывались палеодуги; 2 – офиолиты, имеющие супрасубдукционную природу и формировавшиеся в пределах островных дуг; 3 – офиолиты, имеющие интрадуговую или задуговую природу.

В АВД нами был изучен состав островодужных вулканитов, распространенных в пределах Восточных хребтов Камчатки. По характеру распределения РЗЭ (рис. 1) изученные образцы хребта Кумроч относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям. Судя по положению в разрезе, вулканиты этих двух групп формировались синхронно. Для пикритбазальтовой толщи хребта Тумрок полученные результаты полностью совпадают с данными, полученными ранее Магакяном и др. [1]. Они свидетельствуют о толеитовой природе этих вулканитов. Проанализированные нами вулканиты Валагинского хребта (попутновская, голубовская толщи) относятся к островодужной пикрит-базальт-андезитовой толеитовой серии. При этом, судя по распределению РЗЭ, это - обогащенные толеиты, характеризующиеся повышенными концентрациями калия и фосфора. Такие особенности характерны и для пикритов, что отличает их от пикритов хребта Тумрок. Кроме этих вулканитов, по данным [1], в северной части Валагинского хребта распространены вулканиты известково-щелочной серии.

Проведенный анализ составов и распространения вулканогенных комплексов свидетельствует о том, что в позднем мелу в разных сегментах палеодуги существовали различные физико-химические условия как в зоне магмогенерации, так и в коровых магматических камерах. Выявленная нами ранее [2] нестационарность процессов формирования основания палеодуги, возможно, является одной из причин неоднородности составов вулканитов Озерновско-Валагинского отрезка АВД.

В обоих изученных сегментах КД (п-ова Камчатский и Кроноцкий) выделяются два этапа вулканической активности: позднемеловой и эоценовый. Между маастрихтом и эоценом имели место тектонические

¹ Институт океанологии (ИО) им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ изученных вулканитов ОВД 1, 2 – вулканиты хребта Кумроч: 1 – известково-щелочной серии, 2 – толеитовой серии; 3–5 – спектры РЗЭ: 3 – вулканитов толеитовой серии, 4 – пикритов Валагинского хребта, 5 – пикритов хребта Тумрок

движения, приведшие к выведению на поверхность верхнемантийных пород. Верхнемеловые вулканиты п-ова Камчатский Мыс относятся к толеитовой серии, а п-ова Кроноцкий – к высокоглиноземистой плагиотолеитовой серии, что свидетельствует о различных физико-химических условиях в зоне магмогенерации толеитовых расплавов (рис. 2). Выявленная пестрота составов верхнемеловых островодужных пород п-ова Камчатский Мыс указывает на гетерогенность состава мантийного клина, подвергавшегося частичному плавлению. Специфика их химического состава свидетельствует о том, что эта гетерогенность обусловлена присутствием в зоне плавления обогащенного материала, источником которого могли являться верхнемантийные породы, сформировавшиеся ранее в пределах океанской плиты при плавлении глубинного плюма. На это указывают находки щелочных базальтов в верхнесмагинской подсвите. Более высокие содержания LILE в камчатскомысских вулканитах свидетельствуют о большей степени дегидратации корового компонента в зоне субдукции, что может быть следствием более высокой температуры. С этим выводом согласуются данные о содержании РЗЭ и их распределении в супрасубдукционных офиолитах Восточных полуостровов [3]. Гарцбургиты Камчатского Мыса сформировались при гораздо более высоких степенях частичного плавления, т.е. при более высоких температурах, чем перидотиты Кроноцкого полуострова. Более высокие температуры в мантийном клине под Камчатскомысским сегментом могут



Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ изученных вулканитов КД

1 – спектр РЗЭ для базальтов тарховской свиты п-ова Камчатский Мыс; 2–5 – поля: 2 – базальтов Кроноцкого полуострова, 3 – вулканитов р. Первой Непропусковой п-ова Камчатский Мыс, 4 – гарцбургитов из офиолитов Кроноцкого полуострова, 5 – гарцбургитов из офиолитов п-ова Камчатский Мыс.

При нормировании элементов по составу хондрита использовались данные N.M. Evensen et al. (1978)

быть связаны с поглощением в зоне субдукции спредингового хребта, разделявшего в позднем мелу плиты Кула и Пацифик. После поглощения спредингового хребта в эоцене на всем протяжении дуги происходила субдукция Тихоокеанской плиты и условия магмогенерации в мантийном клине стали соответствовать условиям выплавления высокоглиноземистых плагиотолеитов, которые, по-видимому, являются фоновыми для данного участка этой плиты.

Сравнение характера вулканизма Озерновско-Валагинского сегмента АВД и КД показывает, что на формирование и эволюцию этих структур оказывали влияние как нестационарность геодинамических обстановок в основании дуги, так и региональные различия в составе и строении поглощаемой океанической литосферы, что приводило к выплавлению расплавов разного состава.

Выявленные особенности строения и состава офиолитовых ассоциаций и вулканических комплексов палеодуг Восточной Камчатки характеризуют этапы развития их до коллизии с Азиатским континентом. Заложение КД и АВД произошло в позднем мелу на океанической коре различного возраста. Супрасубдукционные офиолитовые комплексы КД и АВД и их различных сегментов характеризуются некоторыми особенностями состава, обнаруживая определенные корреляции с составом островодужных вулканитов. Прекращение вулканизма в Озерновско-Валагинском сегменте АВД датируется датским временем, а коллизия дуги с окраиной Азиатского континента – началом среднего эоцена. В Кроноцкой дуге вулканизм завершился только в среднем эоцене. Начало коллизии Кроноцкой дуги с Камчатской окраиной датируется поздним эоценом и хорошо коррелируется по данным [4] с деформационным эпизодом в структуре Кроноцкого террейна (субперпендикулярным сжатием к простиранию дуги). Этот эпизод, вероятно, связан с прекращением активной субдукции под Кроноцкую дугу и отмиранием спредингового центра Кула–Пацифик. Возможно, что более длительная эволюция КД способствовала формированию третьего интрадугового офиолитового комплекса

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64158).

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки М.: Наука, 1993. 272 с.

2. *Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.* Новые данные о составе и геодинамической природе ультрамафитов массива г. Попутной (Валагинский хребет, Восточная Камчатка) // Докл. АН РАН. 2005. Т. 402, № 4. С. 507–510.

3. Skolotnev S.G., Kramer W., Tsukanov N.V., Seifert W., Freitag R., Saveliev D. The heterogeneity of ophiolite association in the Kronotsky paleoarc basement (Eastern Kamchatka) // Inter Ridge News. 2003. V. 12, № 1. C. 30–34.

4. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kam-chatka-Aleutian junction // Int. J. Earth Sci. 2006. V. 95, N 6. C. 977–994.

И.И. Чайковский¹

Парагенезис деформаций малоглубинной соляной тектоники

Под соляной тектоникой понимают процессы формирования солянокупольных структур, обусловленные гравитационной неустойчивостью солевых масс, перекрытых более плотными породами. Считается, что галокинез провоцируется неравномерной нагрузкой вышележащих по-

¹ Горный институт (ГИ) УрО РАН, Пермь, Россия

род, дифференцированными движениями в подсолевом ложе или боковым сжатием и реализуется на глубинах свыше 1–1.5 км [1]. Парадоксально, однако, что, согласно определению, деформации в солях, залегающих на меньших глубинах, или не реализуются, а если и реализуются, то уже к соляной тектонике не относятся.

Подземная разработка Верхнекамского месторождения калийномагниевых солей, кровля которого залегает в 100–350 м от земной поверхности, позволяет наблюдать самые разнообразные пластические и хрупкопластические деформации.

Пластические деформации. Наиболее заметной в горных выработках является *складчатость волочения*, обусловленная послойным течением [2] и перемещением вышележащих слоев относительно нижележащих. Реже она осложняется *складчатостью гравитационного скольжения*, что проявляется в увеличении амплитуды и частоты при переходе от сводовой части складки более высокого порядка к ее основанию или локальном нагромождении складок в основании склона. Нередко среди них отмечаются отдельные складки, запрокинутые вверх по склону. Складчатость гравитационного скольжения, обусловленная морфологией подсолевого ложа, определяет и складки первого порядка с амплитудой более 100 м, слагающие основные структуры соляной залежи (куполовидные поднятия, валы, мульды и прогибы).

Амплитуда и частота складчатости зависят от мощности слоя, минерального состава, определяющего его компетентность относительно вмещающих пластов. В целом же соляная залежь представляет собой многослойное тело, сложенное как пластами солей (галититы, сильвиниты, каналлититы), так и прослоями несолевых пород (глины, мергели). Расшифровка структуры месторождения показала [5], что в различное время основные перемещения реализовывались на различных уровнях. Так, после образования соляной залежи скольжение и течение происходили вдоль ее подошвы: после накопления части надсолевого разреза – в прикровельной части, а после формирования всей вышележащей толщи – вдоль солевого зеркала.

Хрупкопластические деформации. Эти деформации проявлены в относительно более компетентных пластах (глины – среди галититов, галитита – среди сильвинитов или карналлититов). Это система ортогональных и (или) диагональных трещин, разбивающих менее пластичные пласты на блоки, которые, в зависимости от обстановки, растаскиваются по латерали (*будины*) или нагромождаются во *внутрислойный пакет* надвиговых пластин.

Структуры, диагностированные ранее как ромбоэдры скалывания [3] и дуплексы [4], отнесены нами к своеобразным *микрогорстовым*
структурам. Они ограничены с одной или, чаще, с двух сторон центриклинальными пологими взбросовыми плоскостями, вернее, зонами флексурного перегиба, вдоль которых происходят частичная перекристаллизация и вынос более подвижных калийных солей. Приуроченность к крупным мульдам позволяет связывать их со сколовыми разрывами, проявленными в замках шарнирного изгиба.

Зафиксированы три генетические группы *трещин*. Первые (сколовые внутрипластовые) наиболее мелкие (до 1–2 м) приурочены к границе солей разного состава, претерпевших разнонаправленное перемещение. Вторые (сколово-отрывные внутрипластовые) локализованы в более компетентных солях и маркируют зоны перегиба пласта. Они представлены, в основном, отдельными поперечными s- и дугообразными трещинами, их кулисами, связанными с разрывом или шарнирным скалыванием пласта. Третьи (сколовые сквозные) являются наиболее протяженными (до 100 м) и обычно секут несколько пластов различного состава. Они образуют протяженные рои, маркирующие вертикальные зоны перегиба (и сдвига) соляной залежи. Предполагается [5], что по двум таким зонам произошли разрыв значительной части соляной толщи и частичное проскальзывание расположенного между ними блока.

Несмотря на малые глубины, в соляной залежи проявились разнообразные деформации. Вероятно, имеет смысл наряду с традиционной (глубинной) солянокупольной тектоникой выделять малоглубинную, характеризующуюся, в основном, субгоризонтальными перемещениями, обусловленными гравитационным скольжением и течением.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-96000-р_урал_а).

Литература

1. Беленицкая Г.А. Соляная тектоника Земли // Планета Земля: Энцикл. справ. Т.: «Тектоника и геодинамика» СПб: ВСЕГЕИ, 2004. С. 173–182.

2. Голубев Б.М. О природе сил, обусловивших послойное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения // Тр. КО ВНИГНИ. 1973. Вып. 118. С. 239–246.

3. Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и. др. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. СПб.; Соликамск, 2000. 400 с.

4. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.

5. *Чайковский И.И.* Тектоника гравитационного скольжения Соликамской впадины // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 340–343.

Когда и как образовалось Охотское море (к механизму формирования окраинно-морских бассейнов)

Проблема происхождения окраинных морей крайне давняя и, как хорошо известно, решаемая неоднозначно. Литература, посвященная ей, буквально необъятна.

В частности, строение дна и история развития Охотского моря рассматриваются в монументальной, ставшей уже классической работе сотрудников ИФЗ «Строение дна Охотского моря» (1981 г.), редактором которой был В.В. Белоусов; весьма основательной, не потерявшей своего значения до наших дней является монография Г.С. Гнибиденко «Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока» (1979 г.); наконец, широко цитируется вышедшая недавно под редакцией Н.А. Богданова и В.Е. Хаина «Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000» (2000 г.). Обширнейшая фактура и оригинальные идеи в отношении природы Охотоморского региона заключены и высказываются в целом ряде успешно защищенных докторских диссертаций – В.В. Харахинова (1988 г.), Е.А. Константиновской (2004 г.), Г.И. Говорова (2005 г.) и В.М. Гранника (2006 г.). Любопытные новые данные о возрасте и петрохимических особенностях магматических образований дна Охотского моря приводятся в публикациях Н.И. Филатовой (2006 г.) и Т.А. Емельяновой (2005 г.). Развернутый обзор состояния проблемы становления Охотоморского бассейна представлен в статье В.Д. Чеховича и А.Н. Сухова (в книге «Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое», 2005 г.). Этому же посвящена недавно увидевшая свет коллективная статья сотрудников Института океанологии, суммирующая результаты геофизических исследований этого региона (Е.В. Вержбицкий и др., 2006 г.).

Анализ всех этих работ показывает, что, помимо давней альтернативы – возникновение окраинных морей в ходе деструкции континентальной плиты (древней дорифейской или более молодой мезозойского возраста) либо путем отгораживания, «отшнурования» островными дугами отдельных участков океанического дна (Богданов, Добрецов, 2002 г.) – все более популярными становятся более сложные, комбинированные модели. В частности, весьма модна в настоящее время модель, в основу которой положен процесс так называемого отката (rollback) глубоководных желобов

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

в сторону океана с одновременным возникновением и развитием в тылу локальных участков растяжения и рифтогенеза, вызванных подъемом вторичных астеносферных диапиров (Karig, 1971; Molnar, Atwater, 1978). Именно такой многофакторный вариант раскрытия был предложен для Южно-Китайского окраинного моря (Lapierre et al., 1997). Авторы, в

Именно такой многофакторный вариант раскрытия был предложен для Южно-Китайского окраинного моря (Lapierre et al., 1997). Авторы, в частности, показали, что сразу после коллизии Западно-Филиппинского океанического блока с Евразийской континентальной окраиной вновь возникший ороген совместно с офиолитовыми аллохтонами был подвергнут процессам растяжения и утонения коры (с излиянием бимодальных серий), а затем вслед за Индо-Евроазиатским столкновением в результате латеральной экструзии континентальных блоков произошло дальнейшее расширение и окончательное становление окраинноморского бассейна. То есть рифтинг и формирование окраинного моря происходили в два этапа посредством комбинации нескольких механизмов (постколлизионного коллапса с последующим латеральным перемещением и вращением блоков).

Думается, что подобная сложная комбинационная модель вполне вероятна и приемлема для Охотоморского бассейна. Последний, как известно, располагается между Япономорским, для которого доказывается раздвиговый механизм образования, и Беринговоморским, считавшимся отчлененным или отгороженным от Пацифика. Следовательно, он вполне может совмещать черты развития того и другого. Кроме того, система глубоководных впадин Охотоморского бассейна – ТИНРО, Дерюгинская и Южно-Охотская (или Курильская) – отчетливо разновозрастна, заметно омолаживаясь в сторону Тихого океана, что может обясняться трехэтапностью развития процесса отката глубоководного желоба вплоть до современного его положения. Наконец, в качестве объяснения причины развития такого отката желоба в сторну океана весьма привлекательной представляется модель так называемой «открывающейся двери», предложенной и промоделированной У.П.Шеллартом с соавторами (Schellart et al., 2003). Она привлечена ими для объяснения формирования Курильской котловины, но вполне приемлема и для двух других впадин Охотского моря – Дерюгина и ТИНРО.

Если наши предположения верны, то Камчатка в среднем маастрихте продолжала к востоку Сахалинский ороген и находилась в непосредственной близости от нынешнего Магадана, чтобы впоследствии в ходе трехэтапного отодвигания сместиться к югу в современное ее положение с образованием между ними Охотоморского бассейна. Таким образом, окраинные моря, включая Охотское, строго говоря,

Таким образом, окраинные моря, включая Охотское, строго говоря, по своей тектонической природе не являются ни эпиконтинентальными, ни эпиокеаническими. Их субстрат, включая в себя элементы земной коры того и другого типов, отчетливо гетерогенен и своеобразен. По всем своим особенностям строения, а, главное, развитию здесь специфических геологических процессов, он заслуживает, как это нами неоднократно подчеркивалось, присвоения ему собственного названия – окраинно-морского. Формирование такого субстрата, как представляется, инициируется косым или даже торцовым столкновением СОХ или внутриокеанических вулканических цепей типа Гавайско-Императорской с вновь сформированным молодым окраинно-континетальным орогеном. Фрагментация и растаскивание последних в ходе быстрого отката глубоководных желобов в сторону океана действительно могли напоминать эффект открывающейся двери, как это было подмечено У.П. Шеллартом.

В.Д. Чехович¹

Позднемеловая эволюция северо-западного складчатого обрамления Палеопацифики

Данное исследование охватывает область активной окраины Азиатского континента между 145° и 180° з.д. Геологической границей этой области на северо-западе служит Охотско-Чукотский вулканический пояс, на юге в нее включаются аккреционные структуры юга Корякского нагорья, Восточной Камчатки и Охотоморский блок, ограниченный Курильской островной дугой.

Полученные в последние годы новые данные по террейнам Западной Камчатки, Корякского нагорья и по автохтонному окраинно-континентальному Охотско-Чукотскому вулканическому поясу высвечивают существование серьезных противоречий в прежних палеотектонических моделях для позднего мела и позволяют обосновать главные положения новой модели. Необходимость принципиального пересмотра возникла в результате открытия палеонтологических доказательств коньяк-сантонского возраста островодужных террейнов Камчатки и Южной Коряки [7].

Современные данные по геологии области активной окраины позволяют выстроить для позднемелового времени последовательный латеральный ряд крупных структурных единиц. Край Азиатского континента маркировался автохтонным Охотско-Чукотским вулканическим поясом, время формирования которого в настоящее время подвергается ре-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

визии [1, 6]. Внутренние континентальные блоки (микроконтиненты позднемеловой активной окраины) – Охотоморская, Западно-Камчатская [2], Центрально-Корякская [8] – очевидно, отделялись от Азиатского континента бассейнами с океанической корой, формировавшимися, по-видимому, по типу pull-apart. По северным краям микроконтинентов располагались энсиалические островные дуги – Западно-Камчатская, Эссовеемская [7], а на южных пассивных окраинах накапливались терригенные толщи, (Лесновский, Укэлаятский флишевые комплексы). Энсиматическая Ачайваям-Валагинская островная дуга являлась внешней пограничной структурой области активной окраины. Между этой островной дугой, Западно-Камчатским и Центрально-Корякским континентальными блоками раскрывался Гытгынский окраинный бассейн с океанической корой. На границе с Охотоморской континентальной плитой субдукция литосферы Палеопацифики привела к развитию Малокурильской энсиалической дуги [4].

Палинспастические реконструкции. Для конца позднего мела палинспастические реконструкции проведены на основе новых рассчитанных перемещений плит Палеопацифики [10].

88 млн лет. Ачайваям-Валагинская островная дуга занимает свое постоянное (до 36 млн лет тому назад) положение с субдукцией под нее океанической плиты Кула (или Изанаги). На большей части своего протяжения она является энсиматической, за исключением западного Малокурильского сектора, где океаническая плита поглощается под южной частью континентального Охотоморского микроконтинента [4]. Последний вместе с расположенными восточнее континентальными блоками (Западно-Камчатским и Центрально-Корякским) отделены от Азиатского континента раскрывающимся присдвиговым океаническим бассейном, разрастание коры которого компенсируется субдукцией под Азиатский континент с формированием Охотско-Чукотской дуги и под континентальные блоки, на краях которых образуются Западно-Камчатская и Эссовеемская островные дуги (предположительно и Северо-Охотоморская дуга). Гытгынский тыловодужный бассейн отделяет Ачайваям-Валагинскую дугу от пассивных окраин внутренних континентальных блоков.

72 млн лет. Происходит закрытие присдвиговых бассейнов, амальгамация Охотоморского и Западно-Камчатского континентальных блоков [2], вызвавшая метаморфизм и выплавку коровых гранитов в Срединном массиве Камчатки и, возможно, несколько разновременную коллизию континентальных блоков с Азиатской окраиной. Надсубдукционный вулканизм в Охотско-Чукотской дуге прекращается. В начале маастрихта происходит раскол Малокурильского сектора Ачаваям-Валагинской дуги в связи с подходом Тихоокеанской плиты с резко замедленной скоростью расширения. Возможно, значительно более крупный Охотоморский микроконтинент, существенная часть которого находилась над уровнем моря, поставлял часть аркозового материала, который транспортировался к северо-востоку и накапливался у подножия склонов Западно-Камчатского и Центрально-Корякского континентальных блоков.

56 млн лет. В начале палеоцена к зоне субдукции Ачайваям-Валагинской дуги фронтально приближается хребет Кула–Пацифик, поглощение которого вызывает раскол островной дуги [9]. Северная пассивная часть вследствие раскрытия междугового бассейна начинает дрейфовать в сторону новообразованного края континента, с которым начинает сталкиваться в конце палеоцена, а южная (Говенско-Кроноцкая) продолжает активное развитие на тех же исходных широтах, при субдукции под нее Тихоокеанской плиты.

Выводы. В позднемеловое время, по крайней мере, с начала коньякского века, в пределах северо-западного обрамления Палеопацифики одновременно существовали три параллельные надсубдукционные структуры – Охотско-Чукотская вулканическая дуга в краевой части Азиатского континента, Западно-Камчатская и Эссовеемская энсиалические дуги, располагавшиеся на северо-западных окраинах Западно-Камчатского и Центрально-Корякского континентальных блоков, и Олюторско-Восточно-Камчатская (Ачайваям-Валагинская) энсиматическая дуга, продолжением которой на юго-западе была Малокурильская энсиалическая дуга на южной окраине Охотоморского континентального блока. При подобной обстановке геодинамика плит Палеопацифики влияла только на развитие внешней (по отношению к континенту) структуры активной окраины – энсиматической островной дуги, тогда как обширная внутренняя область между этой дугой и континентом развивалась автономно.

Охотоморский и Западно-Камчатский континентальные блоки обладают различным строением консолидированной коры, четко отражающейся в характере гравиметрических полей и в различиях граничных сейсмических скоростей на ее поверхности. Столкновение этих плит произошло в среднем кампане (77 млн лет), что привело к метаморфизму и выплавке коровых гранитов. Полная амальгамация этих блоков завершилась в середине палеоцена, на что указывает узкий интервал проявления раннепалеоценового надсубдукционного вулканизма на Западной Камчатке [3]. Значительная по размерам допалеогеновая Охотоморская суша, возможно, поставляла терригенный материал, накапливавшийся у подножия внутренних континентальных блоков.

Континентальная природа Охотоморской малой плиты и локализация окраинно-континентального надсубдукционного Охотско-Чукотского

вулканического пояса заставляют предполагать существование в сеноне раскрывавшегося бассейна с океанической корой между Азиатской литосферной плитой и континентальными блоками внутренней области (Охотоморским, Западно-Камчатским, Центрально-Корякским). Наиболее вероятный механизм раскрытия этого бассейна – присдвиговый (пулл-апарт), что подтверждается N-MORB типом сохранившихся сенонских базальтов Палано-Янранайской зоны.

Проект РФФИ № 08-05-539. Грант Научные школы: НШ-748.2006.5.

Литература

1. Акинин В.В., Ворошин С.В. Интеграция геохронологических баз данных и ГИС для анализа эволюции магматизма на северо-востоке Азии // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 5. С. 39–50.

2. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.

3. Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 4. С. 421–429.

4. *Говоров Г.И*. Геодинамика Малокурильской палеоостроводужной системы по геохронологическим и петрохимическим данным // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 4. С. 521–524.

5. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Новое в строении дна и истории Охотского моря // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы Междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2007. С. 197–200.

6. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 67–81.

7. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Филатова Н.И., Вишневская В.С., Басов И.А. Новые данные о меловых вулканических дугах северо-восточной окраины Азии // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 4. С. 512–515.

8. Чехович В.Д., Паланджян С.А., Сухов А.Н., Егоркин А.В., Беньямовский В.Н. Геодинамическая обстановка формирования бассейнов терригенного осадконакопления позднемеловой–палеогеновой активной окраины северовостока Азии // Геотектоника. 2008. (в печати)

9. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваям-Валагинской вулканической дуги в палеоцене (террейны Южной Корякии и Восточной Камчатки) // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 5. С. 658–661.

10. *Steinberger B., Gaina C.* Plate-tectonic reconstruction predict part of the Hawaiian hotspot track to be preserved in the Bering Sea // Geology. 2007. V. 35. N 5. P. 407–410.

Морфогеодинамическое районирование Бенгальского и Сомалийского регионов Индийского океана в связи с катастрофическими явлениями цунамигенного типа

Указанные регионы расположены на западе и северо-востоке акватории Индийского океана и включают прилежащие окраины материков. Их геодинамическое своеобразие определяется положением в области контрастного сочетания материковых и океанических литосферных плит, а также зон их активного взаимодействия.

Регион Бенгальского залива относится к северной окраине Австралийской океанической плиты. Западное побережье залива соответствует зоне «пассивного» контакта океанической плиты с Индостанской континентальной, а восточное – находится в зоне субдукционного взаимодействия Австралийской плиты с мозаикой микроплит Индокитая. Уникальность геодинамического состояния Сомалийского региона заключается прежде всего в том, что здесь на относительно ограниченной площади в наблюдаемое время проявляются активизации срединноокеанических хребтов и взаимодействий литосферных плит океанического и континентального типов, а также все стадии рифтогенеза от ситуаций в условиях континентального сводообразования до внутриокеанского спрединга.

Идея морфогеодинамического районирования ложа Мирового океана была сформулирована еще в 70-е годы (см. [1]). Такое районирование имеет две составляющие: морфоструктурную и собственно геодинамическую. В первом случае исходными характеристиками являются: а) высотные характеристики рельефа поверхности твердой Земли; б) степень «гладкости» ее рельефа; в) градиентность склонов поднятий и трогов; г) типовые упорядоченности распределения морфоструктур. Геодинамические характеристики районирования определяются энергией, частотой и пространственным распределением геологических процессов в регионе. Совмещение морфологических характеристик поверхности твердой Земли с базами данных по сейсмичности, вулканизму и природным катастрофам позволяет получить представление о региональных геодинамических структурах литосферы и прогнозировать вероятность стихийных явлений природы [5].

¹ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт вычислительной математики и математической геофизики (ИВМиМГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

В морфоструктуре земной коры Бенгальского и Сомалийского регионов обособляются четыре типа провинций с характерными неоднородностями строения и аномальными осложнениями рельефа ее «твердой» поверхности.

I. Южно-Евразийская система геоблоков материковой коры с типовыми наборами морфоструктурных элементов: внутриконтинентальных областей горно-холмистого рельефа, систем прибрежных равнин, дельт и конусов выноса, а также подводных окраин материковых блоков (шельфов).

II. Провинции абиссальных равнин и внутриокеанических поднятий океана, включающие: глубоководные океанские равнины со стандартным типом коры и грядовые и рассредоточенные поднятия вулканоструктур и реликтовых блоков континентальной коры.

Ш. Срединно-океанические хребты с гребневыми зонами и склонами.

IV. Геотранзитали (поясовые области перехода от океана к континенту), включающие: а) «пассивные окраины» стандартного типа с активизированными краевыми частями шельфа, бровкой материкового склона, террасированными и расчлененными материковыми склонами и их подножиями; б) островодужные системы с контрастным сочетанием глубоководных желобов, островных дуг и задуговых котловин окраинных морей.

Для земной коры северной периферии Индийского океана характерно состояние неустойчивого геодинамического равновесии. И за тысячелетия наблюдений в Индийском океане зафиксировано несколько десятков катастрофических событий. Прежде всего, это обусловлено региональными контрастами эндогенного энерговыделения гребневых зон срединных хребтов и коллизионных систем океанских окраин, а также экзогенных взаимодействий в атмосферно-гидросферных системах.

Зогенных взаимодеиствии в атмосферно-гидросферных системах. Основное количество эпицентров землетрясений сосредоточено в районе Андаманских островов (в том числе с М>7.0) – восточная окраина Бенгальского залива соответствует положению мощной сейсмофокальной зоны. И прибрежная область Бирмы от п. Читагонг до п. Фаул представляет собой область потенциальных источников волн цунами, которые достигают восточного побережья Индии и о-ва Шри Ланка. Например, последствия Кар-Никобарского землетрясения 32.XII.1881 г. с М=7.9 были документально зарегистрированы в форме цунами в Памбар, Негапатам, Мадрас, Визапатам и других поселениях Индии [4]. И недавние катастрофические землетрясения 26.12.2004 и 28.03.2005 годов с эпицентрами близ о-ва Суматра также сопровождались волнами цунами, достигшими берегов Индии [2].

Действующие вулканы наиболее характерны для восточной периферии Бенгальского залива – Андаманской островной дуги, а также для пояса Восточно-Африканских рифтов. Нередко вулканы имеют эксплозивный (взрывной) характер и сопровождаются катастрофическими событиями цунамигенного характера, а также сейсмическими колебательными процессами, как на суше, так и в морских условиях. Наиболее крупные цунамигенные катастрофы Индоокеанского региона соответствуют извержению вулкана Кракатау (1883 г.).

В структуре земной коры геодинамические механизмы проявляются региональными деформациями скола, отрыва и сдвига, а также увеличением мощности осадочного слоя на мозаично-блоковом основании «зон перехода» с локальными ситуациями нарушения изостазии. Возможна и деструкция краевых частей материковых плит, в том числе с отрывом блоков континентальной коры типа Мадагаскарского и Цейлонского «микроконтинентов».

Вместе с тем, существенное значение для прогноза стихийных явлений имеет также активность атмосферно-гидросферных систем. Относительное постоянство уровня Мирового океана установилось после завершения послеледниковой трансгрессии. Но в XXI в. в связи с парниковым эффектом намечается тенденция общего повышения уровня Мирового океана к 2050 г. на 117 см, а к 2100 г. – на 345 см (по максимальным оценкам) и соответственно на 24 и 56 см (по минимальным). Волноприбойные механизмы при повышении уровня моря всего на 3 мм сокращают неуплотненную (песчанистую) среду береговой суши на 1 м. При более интенсивном повышении уровня и активной деятельности волн «срезание» берегов может достигать 30–50 м. Особенно опасны волновые процессы штормового характера, когда мощные удары волн следуют один за другим с интервалом в несколько секунд. Воздействие на берег многократно возрастает при штормовых нагонах, которые особенно опасны для дельт низких берегов континентальных окраин. Здесь энергия волн в зоне прибоя возрастает в 8 раз при высоте нагонной волны около 1 м и в 27 раз – при h = 2 м [3].

По мнению экспертов, в ближайшие 20–30 лет намечается общая тенденция активизации сейсмических и вулканических событий, а также ураганов и штормов в экваториальных и гумидных широтах мира. К северным регионам Индийского океана в зонах геотранзиталей это имеет прямое отношение. Поэтому актуальной является защита береговых сооружений от цунами и штормовых нагонов волн, от стихийных процессов абразии, размыва и деструкции побережий. И только наличие соответствующих баз данных о геологических процесссах при полном использовании сложных вычислительных технологий обработки информационных систем природоведения позволяет надеяться на разработку эффективного комплекса мер снижения риска и предупреждения природных катастроф. Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного проекта СО РАН по проблеме цунами № 113-2006.

Литература

1. Боголепов К.В., Чиков Б.М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 247 с.

2. *Мухамедиев Ш.А., Галыбин А.Н.* Где и как зародились разрывы землетрясений 26.12.04 и 28.03.05 у о. Суматра // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 95–98.

3. Пешков В.М. Там, где грохочет прибой. М.: Знание, 1989. 48 с.

4. *Cummins Ph.R.* The potential for giant tsunamigenic earthquakes in the northern Bay of Bengal // Nature. 2007. V. 449, N 6. P. 75–78.

5. *Gusiakov V.K.* Tsunami Hazard and Risk Assessment for the world-ocean coasts // Pacem in Maribus XXXI. Intern. Ocean Inst., Regional Operational Centre for Australia and the Western Pacific / Eds. G.R. South, C. Boese. 2006. P. 197–208.

З.Б. Чистова¹

Влияние тектонических структур платформенных территорий на структуру барического поля и характер геомагнитных вариаций

Перенос основного объема геолого-геофизических работ на платформенные территории и необходимость решения задачи выделения малоамплитудных нарушений в слабодифференцированном в петрофизическом отношении осадочном чехле поставили ряд проблем, нуждающихся в практическом решении. Изучение тектонических структур (в первую очередь, – дизъюнктивных) в осадочном чехле не имеет пока однозначного решения. Это связано как с природными факторами, так и с пробелами в методологических и методических разработках. Основная проблема заключается в оценке интенсивности проявлений тектонических структур [5]. При этом достаточно неясным является вопрос: активна ли структура на настоящий момент? Обычно признаком активности считается наличие подвижек или миграция очагов землетрясений, что достаточно сложно фиксировать без развития сейсмической сети и сети GPS-станций, причем весьма детальных. Но даже при наличии этих условий не ясно, как оценивать глубинную дегазацию, возникновение наведенных магнитотеллурических токов, акустические явления и мно-

¹ Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

гое другое, связанное с функционированием дизъюнктивных структур. Возникает и еще ряд вопросов: какие подвижки считать существенными, а какие нет. Ведь от ответа зависит детальность исследований. Какой временной интервал принимать за основу? Считается, что большинству платформенных тектонических структур присущ колебательный характер, и в геологическом масштабе времени вектор направленных подвижек будет практически равен нулю [5]. Иначе выглядит картина, если оперировать с другими временными интервалами, так как при анализе возможных экологических опасностей миллионов (и даже тысяч) лет в запасе уже нет. В этом случае вектор направленного движения уже не равен нулю, так как мы имеем дело не с осредненной кривой, а с одним из отрезков последней, и определение ее характера, формы и амплитуды имеет не только теоретическое, но и сугубо практическое значение. Таким образом, назрела необходимость пересмотра подходов, приня-

Таким образом, назрела необходимость пересмотра подходов, принятых в «классической» геофизике, их модернизации и/или создания новых методов. Особенно это касается выделения малоамплитудных тектонических нарушений достаточно широко распространенных на платформенных территориях [4]. Так, результаты детальных работ на рудных месторождениях показывают наличие подвижек по тектоническим структурам в осадочном чехле с амплитудой в первые метры. Среди широкого спектра природных процессов, изучаемых геодинамикой, несколько в стороне остаются результаты внешнего (гелио-метеотропного) воздействия на геологические структуры и отклик этих структур на воздействия на геологические структуры и отклик этих структур на воздействие. Особенно это касается конкретных тектонических нарушений регионального и локального масштабов. Учитывая выявленное автором ранее увеличение амплитуды КПК магнитного поля в узлах пересечения тектонических нарушений [8] и сопоставив это явление с возможностью возникновения наведенных теллурических токов, глубинной дегазации, и наличия связи между геомагнитным полем и атмосферным давлением, в 2000–2007 гг. мы провели измерения атмосферного давления над тектоническими узлами, выделенными по авторской методике [7], и установили факт постоянного «дефицита» атмосферного давления.

новили факт постоянного «дефицита» атмосферного давления. Строение этих минимумов в параметрах атмосферного давления напоминает миниураганы с областью восходящих потоков по периферии и нисходящих потоков в центре. Подобные участки получили рабочее название пространственных «статичных атмосферных минимумов». Ранее нами рассматривались [3, 8, 9] теоретические предпосылки наличия связи между солнечной активностью, характером магнитных вариаций и атмосферным давлением и резкое увеличение амплитудно-частотных характеристик короткопериодических колебаний магнитного поля в момент магнитных бурь в узлах тектонических нарушений. По результатам исследования атмосферного давления вдоль региональных профилей Архангельск – Москва, Архангельск – Череповец, Архангельск – Котлас – Сыктывкар – Архангельск, Архангельск – Няндома – с. Климовское, Архангельск – Медвежьегорск, Архангельск – Петрозаводск и другим были выделены региональные минимумы на территории Севера Русской плиты, пространственно совпадающие с узлами пересечения разломов. Наиболее отчетливо выделяются статичные минимумы атмосферного давления между г. Вельск Архангельской области и г. Сокол Вологодской области (вдоль федеральной дороги М8 Архангельск – Москва) и ст. Плесецкая и ст. Коноша (вдоль ж/д Архангельск – Москва). Учитывая, что в районе Вельск – Сокол было зафиксировано землетрясение, можно говорить о современной активности структуры. Минимумы имеют аналогичное вышеописанным участкам строение с перепадом давления до 25 мбар. Пространственно они совпадают с поясом низкого давления, расположенным на границе полярной циркуляции атмосферного воздуха и камеры Феррела [6]. В то же время, по данным метеоисследований в Северном полушарии, этот пояс теряется, и на смену ему приходят мигрирующие области высокого и низкого давлений. Неоднократные измерения, проведенные авторами, показывают, что выделенные минимумы являются статичными и не претерпевают сезонных изменений.

Обращает на себя внимание и пространственное совпадение пояса пониженного давления с геодинамической границей Арктической окраинно-континентальной зоны, т.е. со сменой напряженно-деформированного состояния земной коры [1] и границей между Московской и Мезенской синеклизами, проходящей по Сухонской седловине. Следует отметить, что южнее такой современной геодинамической структуры, которой является Арктическая окраинно-континентальная зона, меняется и характер «статичных атмосферных минимумов». Они приобретают более простую структуру и менее отчетливо выражены.

ся и характер «статичных атмосферных минимумов». Они приобретают более простую структуру и менее отчетливо выражены. Сопоставление данных с магнитным полем региона показало пространственное совпадение минимумов атмосферного давления с границами смены характера магнитного поля, локальными магнитными аномалиями и региональными магнитными аномалиями. Наиболее ярко это проявлено на профиле Архангельск – пос. Светлый, где на границе региональной магнитной аномалии дефицит атмосферного давления достигает 22 мбар. Пространственно – это граница Зимнебережного кимберлитового района [2], совпадающая с рифейским грабеном. При сопоставлении минимумов атмосферного давления с полем силы

При сопоставлении минимумов атмосферного давления с полем силы тяжести также выделяются участки с изменением морфологии поля, выраженные более слабо по сравнению с градиентными зонами северо-

западного простирания, отражающими рифейские грабены. Скорее всего, это – малоамплитудные глубинные дислокации. Анализ пространственного размещения геохимических аномалий, соответствующих кимберлитовым полям, показал, что они пространственно совпадают с выделенными атмосферными минимумами. Таким образом, минимумы атмосферного давления пространственно совпадают с узлами пересечения и сочленения тектонических нарушений и могут служить индикаторами тектонических нарушений и указывать на современную активность этих структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 05-05-64430 и 05-05-97512.

Литература

1. *Кутинов Ю.Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 388 с.

2. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочноультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

3. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Особенности структуры барического поля в узлах тектонических нарушений // Геофизика XXI столетия: 2006 год: Сб. тр. Восьмых геофиз. чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007 С. 125–132.

4. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России: Геоэкологические проблемы / Ред. Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 68–113.

5. Макаров В.И. Современная геодинамика платформенных территорий и проблема активных разломов и трещиноватости в связи с решением инженерно-геологических и геоэкологических задач //Сергеевские чтения. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 157–163.

6. Погода и климат. М.: ТЕРРА-Книжный клуб, 1998. 152 с.

7. *Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г., Афанасова Т.Б.* Возмущенные вариации магнитного поля высоких широт: геоэкологические аспекты // Геофиз. вестн. 2000. № 8. С. 4–15.

8. *Чистова З.Б.* Выявление геофизических признаков рудного поля, куста и трубки взрыва с целью совершенствования методики поисков коренных источников алмазов на Европейском Севере // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 161–171.

9. Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. Использование метеопараметров для изучения тектонических узлов // Геофизика XXI столетия: 2005 год: Сб. тр. Седьмых геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2006. С. 430–435.

Механико-энергетические основы для построения математических моделей задач пластичности в тектонике, геодинамике и структурной геологии литосферы Земли (для упрочняющихся геологических материалов)

Для численных и аналитических решений указанных проблем [1–3] с учетом пластичности для таких сложных объектов, как геологические материалы, необходимо предварительно решить задачу о влиянии глубинного давления на их диаграммы деформирования «напряжение– деформация». Кроме этого, необходимо сформулировать законы изменения объема и плотности вещества и их изменения в разных точках рассматриваемых геологических тел. Оба положения решены и внесены в систему расчетных уравнений.

Теория строится на основе определяющих критериев подобия, полученных на основе современных методов теории подобия и размерностей [4, 5]. Полученный критерий является совместным инвариантом тензоров напряжений и деформаций Π =P ϵ/σ , где ϵ и σ – главные напряжения и деформации; P – всестороннее гидростатическое давление (октаэдрическое напряжение, среднее напряжение в точке P= ($\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3$)/3). Следует отметить, что идея использования совместных инвариантов тензоров напряжения и деформации не нова и предлагалась еще в работах П. Людвига и Менаже [6].Но она длительное время не находила применения. Лишь в [7] было показано, что такие инварианты должны описывать поведение анизотропных материалов. Других сведений автору найти не удалось.

В качестве примера в докладе приведены диаграммы 3-осного сжатия кубических образцов каменной соли из Техаса в 6-пуансонном аппарате [8]. С помощью критерия П все эти диаграммы соединены в одну «совмещенную» диаграмму. Точность отклонения от среднего арифметического, являющегося математическим ожиданием истинного значения величины, лежит в пределах 3–5%. В докладе приведено еще несколько характерных материалов с аналогичной точностью совмещения, в том числе – меловидный известняк с 40% пористостью и другие породы, испытанные на 3-осное сжатие как на кубических, так и на цилиндрических образцах в аппаратах высокого давления. Для доказательства общности теории (что это не частный случай только для пород) в докладе

¹ ООО «Энергетика и технология», Москва, Россия

приведены совмещенные диаграммы органических полимеров и пластмасс, металлов с гексагональной решеткой, а также бетонов. Точность совмещения хуже лишь только у бетонов из-за крупнокускового наполнителя. Показаны также совмещенные диаграммы растяжения (в условиях бокового гидростатического сжатия).

При выводе критерия П совмещение идет по путям σ =const (при переменном ε) [4, 5]. Вследствие этого каждому значению числа П (пи) соответствует также постоянное значение числа М(мю), равного М= Пх σ =const. Следовательно, помимо совмещенной диаграммы деформации σ =f(П), существует также и еще другая совмещенная диаграмма σ = ϕ (М). Обе диаграммы легко переходят одна в другую. При этом безразмерное отношение П является критерием подобия, а размерное число М (с размерностью напряжения) критерием подобия не является. Следует отметить, что точность совмещения сеток исходных диаграмм деформации σ = $\sigma(\varepsilon, P)$ в одну диаграмму σ = ϕ (М) при использовании М выше, чем в случае применения П=Р ε/σ , поскольку отсутствует влияние погрешностей измерения напряжений. Обе рассматриваемые величины П и М являются совместными инвариантами тензоров напряжения и деформации, так как каждый из них составлен из инвариантов этих тензоров и, имея структуру, рассмотренную в [7], применимы к анизотропным материалам, в том числе к породам.

Произведение Рє можно трактовать двояко. С одной стороны, произведение можно считать приведенной деформацией с переменным коэффициентом Р. Он же параметр семейства исходных диаграмм $\sigma = \sigma(\epsilon, P)$. С другой стороны – эти произведения можно также трактовать как величину работы пластической деформации материала в направлении ϵ , произведенную силами Р. Величина этой работы отнесена к единице объема деформируемого тела и постоянна для всех экспериментальных диаграмм семейства $\sigma = \sigma(\epsilon, P)$ при произвольном $\sigma_i = \text{const.}$ Это несправедливо лишь для небольшой области Δ , где Р мало и критерий подобия вырождается, а с ним вырождается и М. Сам критерий подобия можно рассматривать двояко – и как безразмерную приведенную деформацию и как безразмерную работу.

Известно, что в основе всех теорий прочности и пластичности (деформационного типа) лежит представление о единых кривых деформации в тех или иных координатах. В рассматриваемом случае это совмещенные диаграммы в координатах «напряжение–работа деформаций», на основании которых построена система уравнений пластического поведения массива горных пород при пластическом поведении. Поскольку имеются для одних и тех же экспериментов две совмещенные диаграммы, то, несмотря на то, что обе они взаимосвязаны и легко переходят одна в другую, систем уравнений тоже будет две. В докладе показаны обе системы уравнений. Одна будет давать решения в безразмерном критериальном виде в зависимости от числа П, а вторая система уравнений будет давать также решения, но в размерном виде в функции от числа М. Поскольку совмещенные диаграммы построены при непропорциональном нагружении, то и сами системы применимы в случаях непропорционального нагружения массивов. Так как исходные эксперименты с породами учитывают изменения объема пород, то полученные системы также его учитывают, например, в виде меняющейся по объему плотности. Для этой цели в систему введено специальное уравнение, а также коэффициент поперечной деформации, получаемый экспериментально. Поскольку эти изменения связаны с непрерывным процессом возникновения и залечивания деформационных (и начальных) микротрещин, то изменяются геометрические условия на их берегах. По этой причине исключены условия совместности Сен-Венана, применяемые в теории упругости.

Предлагаемая теория не работает в небольшой области Р, близкой к нормальной атмосфере, где Р еще не влияет на обычные диаграммы деформации, а критерий П и число М вырождаются.

Литература

1. Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. / Ред. К. Сейферт / Пер. с англ. М.: Мир, 1990–1992. Т. 1. 317 с.; Т. 2. 376 с.

2. Геологические структуры / Ред. Т. Уемура и Ш. Мицута / Пер. с англ. М.: Недра, 1990. 292 с.

3. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геологические приложения физики сплошных сред: В 2 ч. / Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 732 с.

4. *Чураков В.Н.* О применении критериев подобия к испытаниям материалов // Машиноведение. 1969. №5. С. 61–70.

5. *Чураков В.Н.* Моделирование вязкоупругости для одного случая испытаний материалов // Прикл. механика. 1975. Т. 11, №6. С. 109–114.

6. Ludwik P. Elemente der technologischen Mechanik. Berlin, 1909. 120 s.

7. Гольденблат И.И. Некоторые вопросы механики деформируемых сред. М.: ГИТТЛ, 1955. 452 с.

8. *Sakurai Sh., Serata Sh.* Mechanical Properties of Rock Salt under Three-Dimenshional Loading Conditions // Proc. of the Tenth Japan Congress on Testing Materials 1966. Japan, Kyoto, 1967. P. 139–142.

9. *Чураков В.Н.* О критериях подобия в деформационной теории пластичности полимеров // Механика полимеров. 1967. №2. С. 250–258. 10. *Чураков В.Н.* Деформационная теория пластичности для осесимметричных задач при непропорциональном нагружении // Изв. АН СССР. МТТ. 1971. №5. С. 208.

11. *Чураков В.Н.* Условия применения и физический смысл новой энергетической теории расчета недр. Шестая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 3–5 октября 2005 г.: Тез. докл. М., 2005. С. 76–78. (Материалы конф. РАН)

12. Чураков В.Н. Система уравнений для расчета прочности в горном массиве за пределом упругости с учетом горного давления: Седьмая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Борок, 25–26 сентября 2006 г. М., 2006. С. 81–83. (Материалы конф. РАН).

13. Чураков В.Н. Уравнение напряженного и деформированного состояния недр с учетом влияния горного давления на породы при трехосном неравномерном сжатии: V Международная научно-практическая конференция «Наука и новейшие технологии при поисках, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых». 4–6 апреля 2006 г. М., 2006. С. 235. (Материалы конф. РГГРУ).

Е.В. Шарков, О.А. Богатиков¹

Тектономагматическая эволюция Земли

За время своего существования – около 4.5 млрд лет – Земля прошла целый ряд стадий своего развития, кардинально и необратимо изменивших как сущность происходящих в ней глубинных процессов, так и характер геологических явлений на ее поверхности.

Проблема первичной земной коры. Состав первичной земной коры и ее эволюции давно являются предметом дискуссии, где преобладают две точки зрения.

1. Традиционная, существующая еще со времен господства представлений о геосинклиналях, предполагает, что эта кора имела базитовый состав, а сиалическая кора появилась позже в результате геосинклинального процесса или, в современных терминах – тектонических процессов на конвергентных границах плит; т.е. происходит постепенное наращивание континентальной коры за счет океанической.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

2. Первичная кора была сиалической, а тектоника плит появилась только в палеопротерозое; с этого времени начала формироваться и разрастаться кора океанического типа, а древняя континентальная кора стала вовлекаться в процессы субдукции, т.е. происходит постепенная замена древней континентальной коры на вторичную, океаническую.

ла вовлекаться в процессы суодукции, т.е. происходит постепенная замена древней континентальной коры на вторичную, океаническую. С точки зрения петрологии и физической химии, принципиальных различий между этими двумя точками зрения нет: чтобы образовать первичную земную кору, по той и другой модели требуется существование глобального магматического океана, т.е. расплавление первичного вещества (углистого хондрита класса С1) верхних оболочек новообразованной Земли. Из-за разницы в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления затвердевание этого океана должно было происходить снизу вверх, в результате чего наиболее легкоплавкие компоненты «сгонялись» к поверхности планеты. Геологические данные (резкое преобладание гранитоидов в архейской коре, не имеющее аналогов в более поздние периоды), а также результаты изучения древнейших цирконов, происшедших при кристаллизации гранитного расплава [6], скорее свидетельствуют в пользу первичной сиалической земной коры. С этим согласуются как первичное истощение вещества верхней мантии, фиксируемое уже в вулканитах древнейшего из известных к настоящему времени зеленокаменного пояса Исуа с возрастом ~3.8 млрд лет [4], так и комплементарность составов деплетированной мантии и континентальной коры [5 и литература там].

нои мантии и континентальной коры [5 и литература там]. **Тектономагматические процессы в архее и раннем палеопроте розое.** В отличие от фанерозоя, главными тектоническими структурами раннего докембрия были одновременно развивавшиеся области растяжения, воздымания и сноса (гранит-зеленокаменные области – ГЗО – архея и кратоны в раннем палеопротерозое) и разделявшие их зоны преобладающего сжатия, погружения и осадконакопления (гранулитовые пояса – ГП). Между ними располагались промежуточные зоны тектонического течения корового материала [3].

Архейские ГЗО в основном образованы гнейсо-гранитами и мигматитами ТТГ-серии. Зеленокаменные пояса образуют в них неправильную сеть и составляют не более 10–15% их площадей. Они выполнены в основном вулканитами коматиит-базальтовой серии и породами, близкими по составу к островодужным комплексам фанерозоя – геохимическими аналогами фанерозойских бонинитов, андезитов и др., а также метаосадками – туфами, вулканокластическими породами, метаграувакками и др. На основании геохимических данных происхождение ГЗО часто связывают с плейттектонической активностью. Для ГП характерны более зрелые осадки – метапелиты, парасланцы, кварциты, мрамора и т.д., указывающие на их формирование в крупных седиментационных бассейнах; синкинематический магматизм здесь представлен коровыми эндербитами и чарнокитами. Из всего этого следует, что ГЗО и ГП являлись принципиально разными тектоническими структурами, появление которых контролировалось разными факторами.

Концу архея – началу протерозоя земная кора вследствие общего охлаждения Земли стала жесткой, о чем можно судить по появлению рифтогенных структур, огромных роев даек и крупных мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов. При этом характер тектономагматической активности изменился мало: место ГЗО заняли кратоны, также разделенные гранулитовыми поясами. Как и в архее, между кратонами и гранулитовыми поясами развивались промежуточные зоны пологого течения корового материала.

Преобладающим типом магматизма стали образования кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС), слагавшие крупные изверженные провинции в пределах кратонов. По формальным геохимическим признакам породы КВМС близки к бонинитовой серии фанерозоя, от которой они отличаются несколько повышенными содержаниями TiO₂ и отрицательной величиной єNd, свидетельствующей о значительной ассимиляции пород архейской коры высокотемпературными ультрамафическими расплавами. И если в архее подобные расплавы играли в целом подчиненную роль, то в раннем палеопротерозое они доминировали. Вероятно, такое же происхождение имели и бонинитоподобные расплавы архея, где более существенную роль играла ассимиляция реститовых ультрамафитов верхов литосферной мантии поднимающимися коматиитами.

Появление крупных изверженных провинций предполагает существование под ними мантийных суперплюмов первого поколения, которые, в отличие от фанерозойских, были сложены материалом деплетированной мантии. Судя по геохимическим данным, выплавление коматиитовых расплавов имело место на глубинах 200–450 км, т.е. там и происходило растекание головных частей этих суперплюмов, которое не приводило к разрывам древней литосферы. Ситуация может быть описана в терминах плюмтектоники.

Крупнейшая геологическая катастрофа. Интервал 2.3–2.0 млрд лет назад охарактеризовался массовым появлением на всех докембрийских щитах геохимически обогащенных Fe-Ti пикритов и базальтов, аналогичных развитым в фанерозойских внутриплитных ситуациях. Подобные расплавы в небольшом количестве устанавливаются и в неоархее, но только с середины палеопротерозоя они становятся главным типом магматической активности, приводя к исчезновению КВМС. Важно, что характер тектонической активности при этом вначале не менялся – новые расплавы наращивали разрезы в тех же рифтогенных структурах, формировались рои даек и крупные расслоенные интрузивы, но уже титаноносные, типа Гремяхи-Вырмес и Елетьозера на Балтийском щите. Иными словами, на одних и тех же территориях на смену одним крупным изверженным провинциям пришли другие, уже современного типа. Очевидно, это было связано с изменением состава областей питания суперплюмов. И только спустя 200–300 млн лет, на рубеже ~2 млрд лет назад, появились первые складчатые пояса фанерозойского типа. С этого времени началось систематическое уничтожение древней континентальной сиалической коры в новообразованных системах вулканическая дуга – задуговое море, где эта кора вовлекалась в зоны суб-дукции из задугового пространства [1] и затем «складировалась» в «кладбищах слэбов», устанавливаемых сейсмической томографией в нижней мантии.

Таким образом, в середине палеопротерозоя, в интервале 2.3–2.0 млрд лет назад, вещественный состав мантийных расплавов и геодинамические процессы испытали скачкообразное изменение практически одновременно в масштабе всей Земли, т.е. произошла крупнейшая в истории нашей планеты геологическая катастрофа. Именно с того времени воцарилась тектоника плит, существующая и поныне.

тории нашеи планеты геологическая катастрофа. Именно с того времени воцарилась тектоника плит, существующая и поныне. **Причины геологической катастрофы.** Из приведенных данных следует, что спустя примерно 2.5 млрд лет после образования Земли на смену высокомагнезиальным расплавам архея и раннего палеопротерозоя, происшедшим за счет истощенных мантийных источников, на рубеже 2.2–2.3 млрд лет назад в тектономагматические процессы стало вовлекаться новое, геохимически обогащенное вещество, ранее практически в них не участвовавшее.

ски в них не участвовавшее. Где хранилось это вещество, каким образом оно было активировано и почему это привело к таким последствиям? Очевидно, это могло быть обеспечено только комбинацией двух независимых факторов: (1) Земля изначально была гетерогенной и (2) ее разогрев происходил сверху вниз, от поверхности к ядру, сопровождаясь охлаждением внешних оболочек. Гетерогенная аккреция Земли позволяет предполагать, что вначале образовалось железное ядро, а уже потом на него нападал силикатный хондритовый материал. По-видимому, после завершения аккреции началось раскручивание новообразованной планеты, что привело к возникновению центростремительной энергетической волны. В результате волна разогрева достигла ядра в последнюю очередь, благодаря чему его вещество, обеспечивающее до настоящего времени существование термохимических суперплюмов (второго поколения), поступило в оборот последним. Очевидно, после того, как ядро полностью расплавилось (согласно палеомагнитным данным максимальная магнитуда магнитного поля была достигнута около 2.3–2.2 млрд лет назад и с тех пор постепенно уменьшается) ситуация стабилизировалась, и в этом режиме существует до настоящего времени.

Начиная с этого времени, от жидкого ядра благодаря суперплюмам постоянно отводится тепло, поэтому оно затвердевает с образованием центрального твердого ядра. При этом высвобождается большое количество флюидов, обогащенных Fe, Ti, щелочами и другими несовместимыми элементами, что и инициирует подъем термохимических суперплюмов. Благодаря наличию флюидов, их вещество имело меньшую плотность и достигало более умеренных глубин, где растекание их головных частей уже могло приводить к активному взаимодействию с верхней частью древней литосферы, включая земную кору: к разрывам последней, формированию океанической коры, возникновению и перемещению плит и т.д., т.е. к появлению плейттектоники.

Таким образом, появление нового типа магм фиксирует завершение процесса становления современного режима вращения Земли и начало нового этапа ее развития. Из этого следует, что энергетическими «сердцем» Земли, а также других твердых планет земной группы являются их жидкие металлические ядра. После затвердевания последних тектономагматические процессы прекращаются, как это имеет место на Луне, и, по-видимому, на Марсе и на Венере, где магнитные поля практически отсутствуют, равно как и современный вулканизм [2].

Работа поддержана РФФИ (проект № 07-05-00496) и Проектом ОНЗ РАН № 4.

Литература

1. Шарков Е.В. Где и почему исчезает древняя континентальная кора (система вулканическая дуга – задуговый бассейн) // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГГН РАН, 2003. С. 276–313.

2. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Сравнительное изучение тектономагматической эволюции Земли и Луны – ключ к пониманию процессов формирования и внутреннего развития твердых планет земной группы // Геохимия. 2003. № 6. С. 579–586.

3. Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmolyuk V.V. Magmatism and Geodynamics. Terrestrial Magmatism Throughout the Earth's History. Amsterdam et al.: Gordon and Breach Sci. Publ., 2000. 511 p.

4. Frei R., Rosing M., Waight T.E. et al. Hydrothermal-metasomatic and tectono-metamorphic processes in the Isua supracrustal belt (West Greenland): a multi-isotopic investigation of their effects on the Earth's oldest oceanic crustal sequence // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 467–486.

5. *Galer S.J.G., Goldstein S.L.* Early mantle differentiation and its thermal consequences // Ibid. 1991. V. 55. P. 227–239.

6. Valley J.W., Peck W.H., King E.M. et al. A cool early Earth // Geology. 2002. V. 30. P. 351–354.

Б.Ф. Шевченко¹, М.М. Довбнич², В.Б. Каплун¹

Глубинное строение и геодинамика литосферы зоны перехода континент – Японское море

Исследование литосферы зоны перехода континент-океан выполнено для литосферных тектонических плит востока России. В данном сообщении рассматривается модель глубинного строения и поля напряжений восточной и юго-восточной частей Амурской литосферной плиты, которая охватывает как континент, так и морскую акваторию [4, 5].

В тектоническом отношении [8] территория исследования охватывает восточный фрагмент палеозойского Центрально-Азиатского тектонического пояса и значительную часть позднепалеозойско-мезозойского Тихоокеанского тектонического пояса (рисунок). Глубины до кровли астеносферного слоя (мощность литосферы) получены на основании интерпретации геотермических и магнитотеллурических данных [8]. Представление о внутренней структуре литосферного слоя основано на результатах мелкомасштабного сейсмотомографического моделирования до глубин 750 км [12], на расчетах мощности земной коры (данные глубинного сейсмического зондирования). Также привлечены результаты двухмерного плотностного моделирования [1, 6, 7] и трехмерного плотностного моделирования до глубин 300 км [11]. Совокупность всех этих данных, представленных в виде серии глубинных срезов, геологогеофизических разрезов и построенных в аксонометрической проекции блок-диаграмм, является трехмерной моделью литосферы исследуемого фрагмента Амурской плиты.

Общие представления о напряженно-деформированном состоянии литосферы региона получены на основании карты современной геоди-

 $^{^1}$ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² Национальный горный университет, Днепропетровск, Украина

намики Азии [3]. Расчеты полей напряжений для этой территории были выполнены по результатам разложения полной аномалии геоида, полученной по спутниковым данным. В этом исследовании при анализе использовалась часть полученных расчетных характеристик – «фоновые» значения максимального горизонтального напряжения сжатия–растяжения (см. рисунок).

Взаимоотношения структурных элементов Амурской литосферной плиты при рассмотрении в широтном направлении континент – Японское море и далее Охотоморская и Тихоокеанския литосферные плиты свидетельствуют об омоложении тектономагматических процессов, проистекавших в земной коре, в частности, и в литосфере, в целом. Глубинная структура литосферы в этом направлении также претерпевает определенные изменения. Из анализа трехмерной модели литосферы следует, что по латерали происходит сокращением мощности земной коры с соответствующей сменой ее типов от континентального до океанического. Аналогичный тренд в изменении мощности по латерали имеет и литосфера. В целом, модельные построения указывают на то, что существует как конструктивная, так и деструктивная составляющие в геологических процессах, происходящих в литосфере зоны перехода океан-континент. Конструктивная составляющая приводит к увеличению мощности литосферы (вертикальная аккреция, развитие орогенных процессов), деструктивная составляющая приводит к сокращению мощности литосферы (рифтогенез).

Ности литосферы (рифтогенез). Тектоническая неоднородность исследуемого района в сочетании с модельными глубинными неоднородностями свидетельствуют о том, что геологические процессы зоны перехода океан–континент находятся вдали от термодинамического равновесия. Следовательно, зона перехода является открытой системой, существующей благодаря взаимодействию и обмену, происходящему на границах континентальной и океанической неоднородностей. Фактом подобного взаимодействия является наличие в исследуемом участке зоны перехода океан–континент латерального ряда рифтогенных континентальных и морских мезозойскокайнозойских осадочных бассейнов и орогенных структур (см. рисунок). О взаимовлиянии названных процессов указывает факт более активного орогенеза в юго-западной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса, по сравнению с его северо-восточной частью [2]. Здесь, сопредельно с его юго-западной частью, в пределах морской акватории расположена позднекайнозойская рифтогенная Япономорская впадина. Поля напряжений, рассчитанные для исследуемой области, подтверждают неравновесное состояние литосферы зоны перехода. Значения максимального горизонтального напряжения сжатия–растяжения литосферы указывают на на-



Рисунок. Распределение поля максимальных напряжений сжатиярастяжения на тектонической основе по Л.М. Парфенову, 2003 г., Л.П. Корсакову, 2005, с упрощениями

⇐ Условные обозначения к рисунку:

1 – платформы: Сибирская (1), Северо-Китайская (2); 2–4 – орогенные пояса различного возраста: 2 – палеозойского (Центрально-Азиатский тектонический пояс), 3 – позднепалеозойско-мезозойского (Тихоокеанский тектонический пояс), 4 – кайнозойского; 5 – океаническая кора глубоководных впадин (Я-М – Япономорская впадина, Ю-К – Южнокурильская); 6 – основные тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 7, 8 – оси глубоководных океанических желобов: 7 – современных, 8 – древних; 9 – границы литосферных плит; 10 – литосферные плиты: ЕА – Евразиатская, АМ – Амурская, ОМ – Охотоморская, СК – Северо-Китайская, ТО – Тихоокеанская, ФП – Филиппинская; 11 – границы континентальных и морских осадочных бассейнов, их наименования: 1 – Верхнезейский, 2 – Удской, 3 – Амуро-Зейский, 4 – Верхнебуреинский, 5 – Среднеамурский, 6 – Сунляо, 7 – Приханкайский, 8 – Татарского пролива; 12 – изолинии поля сжатия–растяжения, кПа, сечение 10 единиц: 1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные; Векторы горизонтальных перемещений по пунктам GPS наблюдений

личие растяжений в пределах относительно молодых рифтогенных структур (Среднеамурская и Япономорская впадины). Установлено наличие более интенсивного сжатия в юго-западной и центральной частях Сихотэ-Алинского орогена (см. рисунок).

Из анализа полученных материалов можно сделать следующие выводы.

1. В верхней части литосферы не проявлены контрастные плотностные неоднородности, влияющие на распределение полей напряжений.

2. Ближайший по глубине объект, который определяет неравновесное состояние зоны перехода континент-океан, земная кора. Она привносит определенный вклад в распределение поля напряжений. Увеличению мощности земной коры в пределах континента (максимальное увеличение под Сихотэ-Алиньским орогенным поясом – синклинарноподобная форма) соответствует увеличение положительных значений поля в виде суммы нормальных напряжений сжатия-растяжения. Аналогичным образом ведет себя поле максимальных горизонтальных напряжений, что свидетельствует о состоянии сжатия этой области земной коры. Уменьшению мощности земной коры (акватория Японского моря) соответствуют отрицательные значения поля суммы нормальных напряжений сжатия-растяжения и, частично, поля максимальных горизонтальных напряжений. Следует отметить, что максимум отрицательных значений (признак растяжения) соответствует глубоководной Япономорской впадине. Во многих тектонических построениях она считается следом разрыва сплошности континентальной земной коры в олигоцен-миоценовое время [10].

3. Следующий объект, влияющий на поле напряжений – литосфера. Подошва литосферы корреспондируется с подошвой земной коры. Соотношение этой структурной поверхности с полями напряжений аналогично предыдущей (коровой). Увеличение мощности литосферы – сжатие, уменьшение мощности – растяжение.

4. Определенное влияние на поле напряжений растяжения-сжатия оказывают скоростные (сейсмотомографические) объекты. В центральной и восточной частях акватории Японского моря эффект растяжения усиливается за счет низкоскоростных тел. Последние расположены в астеносферном слое и прослеживаются до глубин 160 км.

5. Состояние сжатия, характерное для Сихотэ-Алинского орогена, приводит, по-видимому, к формированию систем внутриплитных тектонических нарушений сдвигового характера. Еще одной предпосылкой для подобного заключения служит наличие линейной зоны градиентов северо-восточного простирания в поле максимальных касательных напряжений. В пределах этой зоны находятся разломы системы Тан-Лу (Итунь-Иланский фрагмент), разломы Дунми, Арсеньевский, Центрально-Сихотэалинский. Установлено, что вдоль изученного фрагмента Центрально-Сихотэалинского разлома происходит смещение пунктов GPSнаблюдений. Геодинамическая интерпретация – левосторонний сдвиг [9].

Работа выполнена при поддержке грантов 06-1-ОНЗ-110 ДВО РАН, 06-1-ОНЗ-113 ДВО РАН и проекта РФФИ № 07-05 00726.

Литература

1. *Брянский Л.И*. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 149 с.

2. Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология 1999. Т. 18, № 5. С. 61–68.

3. Карта современной геодинамики Азии / К.Г. Леви, С.И. Шерман, В.А. Саньков и др. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007.

4. *Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.

5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Там же. 2003. Т. 22, №6. С. 7–41.

6. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: ДВГУ, 1988. 168 с.

7. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая): Автореф. дис... канд геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1999. 28 с.

8. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка

к тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005. 264 с.

9. Тимофеев В.Ю., Шевченко Б.Ф., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Пересторонин А.Н. Приморская сеть GPS-станций для геодинамических исследований и современная кинематика Центрального Сихотэ-Алинского разлома // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 301–305. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).

10. Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. 520 с.

11. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение внутриплитных границ в восточной части Амурской плиты // Материалы конференции, посвященной памяти Л.М. Парфенова «Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии». Хабаровск, 2007. С. 403–405.

12. Van der Hilst P.-D., Engdahl E.R., Spankman W. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the Northwest Pacific region // Geophys. J. Intern. 1992. V. 115, N 3. P. 264–310.

В.И. Шевченко¹, А.А. Лукк¹, М.Т. Прилепин¹

Альпийско-Индонезийский подвижный пояс, Тихоокеанское кольцо и Средиземноморско-Меланезийский подвижный суперпояс

1. Результаты высокоточных геодезических измерений показали, что современная динамика Альпийско-Индонезийского подвижного пояса определяется как внутренними, автономными, так и внешними для пояса, плейттектоническими источниками тектогенеза [2, 7, 8].

2. Имеющиеся данные свидетельствуют о билиминарной (Ж. Обуэн, 1967 г.), дивергентной, осебежной чешуйчато-надвиговой тектонической структуре подвижного пояса и осесимметричной, выдержанной на всем его протяжении геологической зональности. Выделяются Внутренняя структурно-фациальная зона (срединные массивы), окаймленная Внешней зоной (подзоны Дорсаль, Флишевая и Неритовая в Средиземноморье, невулканическая островная дуга – аналог Флишевой подзоны – в Индокитае и Индонезии). Все это противоречит представлениям плейттектонической концепции о подвижном поясе как о поясе моновергентной мозаики, о конгломерате изначально разрозненных, само-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

стоятельных блоков, микроплит, террейнов земной коры/литосферы, аккретированных при сближении смежных литосферных плит [3–5].

3. Эта дивергентная, осебежная тектоническая структура подвижного пояса не обнаруживает связи с монолиминарной (Ж. Обуэн, 1967 г.), моновергентной, осестремительной структурой Тихоокеанского кольца и флексурно-сбросовым ограничением Атлантического океана. Аналоги структурно-фациальных зон подвижного пояса и в Тихом, и в Атлантическом океанах отсутствуют.

4. Островные дуги и глубоководные желоба индонезийского сегмента подвижного пояса радикально отличаются от дуг и желобов Тихоокеанского кольца по характерным для них изостатическим аномалиям силы тяжести. Полосы интенсивных отрицательных аномалий (М.Е. Артемьев, 1966 г.; Ф.А. Венинг-Мейнес, 1940 г.; А.Г. Гайнанов, 1980 г.) приурочены к невулканической островной дуге в Индонезии, но к глубоководным желобам в Тихоокеанском кольце.

5. Наклонные сейсмофокальные зоны (СФЗ) Тихоокеанского кольца и Индонезии характеризуются различной ориентировкой и разными напряженно-деформированными состояниями (НДС) [1]. СФЗ Тихоокеанского кольца наклонены под смежные континентальные литосферные плиты – Евразиатскую, Австралийскую, Южно-Американскую. Для всего интервала глубин ~0-400 км типично НДС укорочения (сжатия), устойчиво ориентированного вкрест простирания СФЗ. Эти СФЗ называют зонами Беньофа. СФЗ Индонезии наклонены под подвижный пояс и соответственно от смежных литосферных плит, в том числе от континентальных Индийской и Австралийской. НДС укорочения (сжатия), ориентированного вкрест простирания островных дуг, выдерживается только для интервала ~0-40 км. В интервале ~40-400 км наиболее упорядоченными оказываются оси удлинения. Они ориентированы в общем по восстанию – падению СФЗ, а оси укорочения (сжатия) либо рассеиваются по направлению в плоскостях, нормальных к осям удлинения, либо ориентированы по простиранию СФЗ. Аналогичная картина была выявлена в эгейском сегменте подвижного пояса [6]. Такие СФЗ, в отличие от зон Беньофа, можно назвать тектоноферами [9].

6. Таким образом, можно выделить тихоокеанский и индонезийский типы островных дуг, глубоководных желобов и СФЗ (рисунок).

7. Все перечисленные различия между Альпийско-Индонезийским подвижным поясом и Тихоокеанским кольцом указывают на то, что эти образования имеют разную геотектоническую природу. Бассейн, на месте которого сформировался названный подвижный пояс, не мог быть частью, заливом океанического Палеопацифика. В то же время, приведенные геологические характеристики подвижного пояса не отличаются



Рисунок. Общая схема сейсмофокальных зон и глубоководных желобов Индонезии и севера и запада Тихого океана

1 – сейсмофокальная зона и Зондский-Бандский-Талаудский глубоководный желоб индонезийского типа; 2 – сейсмофокальные зоны и глубоководные желоба тихоокеанского типа; 3 – сейсмофокальная зона, глубоководные желоба и прогиб Раму-Сепик о-ва Новая Гвинея, архипелага Бисмарка и Соломоновых островов; 4 – сейсмофокальная зона и глубоководный желоб Новогебридских островов; 5 – относительно малоглубинные замыкания сейсмофокальной зоны Новой Гвинеи, архипелага Бисмарка и Соломоновых островов; 6 – предполагаемая северная граница индонезийского сегмента Альпийско-Индонезийского подвижного пояса; 7 – крупные разломы, разломные зоны; 8 – желоб Витязя

(с определенными дополнениями) от тех, которые подразумеваются геосинклинальной концепцией. Поэтому этот пояс можно рассматривать как эпигеосинклинальное сооружение.

8. Район с тектонической структурой, сходной с той, которая типична для Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, выявляется, повидимому, в Меланезии (о-в Новая Гвинея, архипелаг Бисмарка, Соломоновы острова) (см. рисунок) [1]. Здесь можно выделить Внутреннюю зону – это выступы метаморфического фундамента, в том числе сиалического. С севера и с юга Внутренняя зона окаймлена глубоководными желобами и неогеновым–четвертичным прогибом Раму-Сепик на Новой Гвинее. Для них характерна осебежная асимметрия. Желоба северной и южной ветвей смыкаются восточнее Соломоновых островов. Этот ансамбль структур можно назвать Бисмаркским. Приуроченная к нему СФЗ наклонена, как и в Индонезии, от континентальной Австралийской литосферной плиты. НДС также преимущественно индонезийского типа.

9. Судя по имеющимся данным, в единую цепь можно выстроить геологически обособленные в плане, но сходные по внутренней структуре элементы: а) Пиренейское сооружение на западе, б) Альпийско-Индонезийский пояс в центре и в) Бисмаркский ансамбль структур на востоке. Предлагается рассматривать их как части единого Средиземноморско-Меланезийского подвижного суперпояса, сформированного и продолжающего развиваться в течение альпийского этапа тектогенеза. Вероятно, индонезийский сегмент подвижного пояса и, особенно, Бисмаркский структурный ансамбль можно интерпретировать как части суперпояса, находящиеся ныне на геосинклинальной стадии развития.

Литература

1. Лукк А.А., Шевченко В.И. Островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны Индонезии и Тихого океана: сходство и различия // Физика Земли. 2008. № 2 (в печати).

2. Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 19–31.

3. Шевченко В.И. Строение и геодинамика некоторых подвижных поясов: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Океанизация Земли – альтернатива мобилизма. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 2004. С. 234–250.

4. Шевченко В.И. Средиземноморье – Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Вып. 4. С. 21–29.

5. Шевченко В.И. Альпийско-Гималайский подвижный пояс: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 358–361. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).

6. Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние литосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52–63.

7. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Суматранское землетрясение 26.12.2004 г. – проявление неплейттектонического процесса в литосфере // Там же. 2006. № 12. С. 55–76.

8. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Автономная и плейттектоническая геодинамика Альпийско-Гималайского подвижного пояса // Фундаментальные проблемы геотектоники: В 2 т. М.: ГЕОС, 2007. С. 359–362. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).

9. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 232 с.

А.Г. Шемпелев¹

Глубинное строение Казбекского мегаблока Большого Кавказа

В 2001–2005 гг. ФГУГП «Кавказгеолсъемка», ГУП «Сей-Эко-Геон» и Владикавказский научный центр провели комплекс геофизических исследований, включающий методы обменных волн землетрясений и магнитотеллурических зондирований вдоль Геналдонского профиля (гора Казбек – г. Владикавказ). Профиль располагается в пределах зон Складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа (Казбекский блок) и Осетинской впадины Терско-Каспийского передового прогиба, разделенных Предкавказским глубинным разломом. Последний характеризуется в пределах 17–28-го километров профиля (рисунок) смещениями на разрезе осей электропроводимости и границ обмена PS-волн, повышенными градиентами гравитационного поля и локальными магнитными аномалиями. Зона глубинного разлома в значительной части перекрыта комплексом моноклинали Скалистого хребта, осложненной системой преимущественно субширотных нарушений взбросо-надвигого типа. В нижних слоях земной коры зона разлома уходит в мантию.

Терско-Каспийский прогиб, заложенный в олигоцене, когда в орогенез вовлекалась краевая часть Скифской платформы, выполнен отложениями от юрских до голоценовых. Мощность молассы наложенной Осетинской впадины предположительно оценивается в 2–2.5 км. Под Осетинской впадиной на глубинах 6–13 км выделяется низкоомный слой со значениями электрических сопротивлений в среднем ниже 10 Ом·м при наличии локальных аномалий менее 1 Ом·м. Отложения этого слоя, мощностью 5–7 км, могут быть представлены чередованием ангидридов, галитов и гипсов. Поверхность предполагаемых подсолевых отложений, характеризующихся электрическими сопротивлениями более 100 Ом·м, находится на глубинах 12–13 км. Мезозойская подсолевая толща без

¹ ФГУГП «Кавказгеолсъемка» МПР РФ, Ессентуки, Россия



Рисунок. Геолого-геофизический разрез вдоль Геналдонского профиля

1 - изолинии электрического сопротивления (lgp); 2 - ось горизонта повышенных электрических сопротивлений; 3 - ось проводящего горизонта; 4 – точки (а) и предполагаемые поверхности (б) обмена PS-волн (М – Мохо, К – Конрада, Ф – фундамента); 5 - субвертикальная зона нарушений корреляции волновых форм; 6 - станции МТЗ (а) и МОВЗ (б) и их номера четких геофизических границ, вероятно, переходит в палеозойский фундамент. Наличие выдержанной по простиранию карбонатно-сульфатносоленосной толщи может свидетельствовать о существовании здесь прогиба в титонское время. Данные геофизических исследований подчеркивают его грабенообразный характер. Так, субвертикальная южная граница палеопрогиба располагается на 25–27-м километрах Геналдонского профиля, т.е. несколько южнее Владикавказского флексурного перегиба (28–29-й километр профиля), где контур подошвы майкопских отложений принимается за южную границу Осетинской впадины. В целом последняя унаследует контуры палеопрогиба. В этих же пределах уверенно прослеживаются более глубокие субгоризонтальные границы раздела земной коры вплоть до поверхности Мохо, предполагаемой по МОВЗ с учетом доверительных интервалов на отметках 40–43 км. А на глубинах 19–23 и 32–33 км выделяются две коровые поверхности (условного верхнего и нижнего базальтовых слоев).

Складчато-глыбовое поднятие Большого Кавказа представленно узкой полосой юрско-меловых отложений. В целом оно характеризуется повышенными относительно дифференцированными значениями гравитационного поля и делится на несколько структурно-тектонических зон (см. рисунок). Наиболее плотные, существенно карбонатные верхнеюрские породы с вышележащими известняками мела зоны Скалистого хребта залегают с резким угловым несогласием на песчано-глинистой формации нижней–средней юры. Преимущественно среднеюрский комплекс пород Северного крыла отличается незначительными локальными отрицательными гравитационными аномалиями. Без четких границ в физических полях Северное крыло переходит в зону Главного хребта, характеризующегося относительно положительными значениями поля силы тяжести. Расчеты показывают, что гравитационные максимумы здесь определяются приповерхностным слоем с избыточной плотностью 0.15 г/см³, верхняя и нижняя границы которого находятся на глубинах порядка 0.5 и 4.5 км. Слой может соответствовать толще глубоководных нижнеюрских осадков с продуктами основного магматизма (дайки, интрузии, силлы Казбекского диабазового пояса), залегающей на кристаллическом фундаменте. Судя по переменным значениям электрических сопротивлений, осадочный чехол и поверхность подстилающего фундамента Складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа разбиты разноамплитудными субвертикальными разломами преимущественно взбросо-надвигого типа на блоки с довольно дифференцированными физическими характеристиками.

В южной части профиля, к сожалению, было выставлено мало станций МОВЗ, и поэтому говорить об уверенно прослеживаемых в пределах Складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа каких-либо поверхностях раздела затруднительно. Хотя, судя по имеющимся площадкам обмена PS-волн и градиентам поля электрических сопротивлений, можно, так же как и по гравиметрическим данным, предполагать залегание кристаллического фундамента на глубинах в пределах 5 км. Общая мощность земной коры в южной части Геналдонского профиля возрастает до 49 км за счет вероятного удвоения мощности условного базальтового слоя.

Следует подчеркнуть, что гора Казбек, находящаяся в южном конце профиля, как вулкан в физических полях (гравитационном и магнитном) не находит своего отражения. Это неоднократно подчеркивалось ранее [3, 1]. Электроразведкой вдоль профиля также не выявлено каких-либо низкоомных зон или участков земной коры, которые могли бы отождествляться с современными подводящими каналами, очагами или камерами вулканических аппаратов, что наблюдается, например, у вулкана Эльбрус [5]. То есть Казбек следует рассматривать, в крайнем случае, как потухший вулкан, а, вернее, как одну из вершин горной цепи Главного Кавказского хребта, не угрожающую возобновлением вулканической деятельности.

Сопоставляя приводимую геофизическую характеристику разреза земной коры вдоль Геналдонского профиля с известными данными по ранее отработанным на Северном Кавказе региональным профилям, можно говорить о его большом сходстве, в частности, с глубинным разрезом вдоль Приэльбрусского профиля [5, 6]. Прежде всего, область Складчато-глыбового поднятия Большого Кавказа вдоль Геналдонского профиля (Казбекский блок) по физическим характеристикам аналогична Минераловодскому выступу. Обе структуры являются высокоомными, неоднородными по составу коровыми блоками повышенной плотности, лежащими на более электропроводящей, вероятно, относительно активной мантии. «Неудавшиеся» вулканы Пятигорья [4] и «исчезнувшие вулканы Главного Кавказского хребта», обеспечившие вулканическим материалом широко известную свиту Рухс-Дзуар [2], – еще одно подтверждение сходства рассматриваемых разрезов. Осетинская впадина Терско-Каспийского прогиба подобна Восточно-Ставропольской впадине на Приэльбрусском профиле, являющейся западной центриклиналью прогиба. Примерно 15-километровый осадочный чехол впадин в обоих случаях залегает на стабильных высоомных блоках, охватывающих кристаллическую часть земной коры и верхнюю мантию. Флексуры, Владикавказская на Геналдонском и Нагутская на Приэльбрусском профилях, являются фрагментами сложно построенной зоны сопряжения Скифской платформы и Альпийской структуры Большого Кавказа.

Литература

1. Варданяни Л.А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива (перепечатка) // Вестн. Владикавказ. НЦ. Т. 3, №1. 2003. С. 38–46.

2. Короновский Н.В., Демина Л.И. Исчезнувшие вулканы Главного Кавказского хребта // Природа. 2003. № 10. С. 37–43.

3. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журн. 1982. №4. С. 97–108.

4. Шемпелев А.Г. Неудавшиеся вулканы Пятигорья // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 331–335.

5. Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Региональная геология и металлогения. 2005. №25. С. 178–185.

6. Prutsky N.I., Shempelev A.G., Kuhmazov S.U., Morozova A.G., Lygin V.A., Pyankov V.Ya. Rezults of abyssal researches along Pre-Elbrus profile (Volkano Elbrus – The Caucasian Mineral Waters) // 32nd IGC: Abstracts. Florence, Italy, August 20–28, 2004.

О.Г. Шеремет¹

Изучение региональной тектоники, поиск полезных ископаемых и оценка сейсмической активности методами интерпретации гравимагнитных полей и космоснимков

Результаты исследований получены с помощью разработанного комплекса оригинальных алгоритмов и программ геологического истолкования гравимагнитных полей и схем дешифрирования космических снимков (КС). В основе комплекса лежат два типа алгоритмов. Первый – детерминированный – предназначен для совместной интерпретации гравитационных полей (аномалий силы тяжести в редукциях Буге или Фая Δg или их вертикального градиента Δg_z) и магнитных полей (приращений полного градиента магнитного поля Земли ΔT_a или его вертикального градиента ΔZ_a) (для краткости такие поля или аномалии будем называть гравимаг-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
нитными $\Delta g - \Delta T_a$). Второй – статистический – для цифровой обработки и анализа линеаментных сетей, выявленных путем геологического дешифрирования КС с помощью аналоговых устройств либо визуально.

Совместная интерпретация гравимагнитных полей реализуется с помощью дифференциального метода, связывающего производные гравитационного и магнитного потенциалов нелинейной трансформантой: ее модулем (D-функцией) и углом (α -функцией). Аналитические и численные расчеты на моделях геологических сред выявили высокие распознающие свойства этих функций, позволяющие практически однозначно определить разломы, разломные зоны и углы их падений, а также структуры, которые они контролируют. Такие свойства связаны с тем, что на уровнях верхнего полупространства D-функция, в отличие от исходных гравимагнитных полей, для некоторых моделей геологических сред имеет особенности, в которых она достигает экстремальных величин. Благодаря этому в разрезах земной коры и верхней мантии с помощью предлагаемого метода обнаруживаются такие структуры, которые практически не выделяются по отдельно взятым гравитационным и магнитным аномалиям. Полученная таким образом новая информация может существенно уточнить результаты геологического дешифрирования КС.

Цифровая обработка линеаментных сетей (ЛС), выявленных по КС, производится с помощью аппаратов кластерного и корреляционного анализов для двух функций цели: евклидово расстояние и коэффициент корреляции. Она подразделяется на несколько взаимосвязанных этапов: определение оптимального размера квадрата, создание признакового пространства (включающего измеренные и вычисленные геометрические параметры ЛС, геолого-геофизические данные, эталонные (известные) месторождения полезных ископаемых), поиск информативных признаков и построение решающего оператора с указанием вероятностных оценок достоверности прогнозирования или районирования. Используется новый подход при поиске уровней классификации, не зависящих от выбранной функции цели. Такая методика позволяет на несколько порядков сократить объем интерпретируемой информации, разобраться с помощью информативных признаков в «паутине» сетей КС, выделить генетические признаки структур и полезных ископаемых, получить прогнозные решения и оценить их достоверность.

Основные геологические результаты дифференциального метода. Северный и Средний Каспий. К числу основных результатов дифференциального метода относятся уточнение положения южной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Северного Каспия и установление различия в плановом распределении региональных структур Скифской и Туранской плит. На первой из них они линейны и субпараллельны оси Главного Кавказского хребта, а на второй – носят мозаичный характер, кроме единственной линейной зоны, совпадающей с положением Бузачи–Байчагырского глубинного разлома, выявленного по сейсмическим наблюдениям и имеющего важное значение в распределении нефтегазоносных структур. Впервые найдена зона, протягивающаяся по линии Суюткино–Гурьев вдоль оси так называемой «сигмоиды Северного Каспия», именуемая нами Скифско-Туранской шовной зоной, которая фиксирует положение глубинного разлома на границе двух плит и является естественным региональным ограничителем углеводородного сырья. В раннепалеозойском фундаменте Скифской плиты выделены грабен осевой зоны и крылья Донецко-Каспийской складчатой системы, а также определены положения верхнепалеозойских прогибов, заполненных вулканогенно-обломочными толщами на бортах Ростовско-Кочубеевской зоны и на склонах Среднекаспийского массива.

Енисей-Хатангская депрессия. Для ее изучения сделан дополнительный анализ грави-магнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО «Геофизика», секущего Енисейский кряж. В результате получено взаимно-однозначное соответствие концентрических экстремумов *D*функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что гравимагнитные поля над Енисейским кряжем и Енисей-Хатангской депрессией подобны между собой. Анализ полей трансформанты в пределах профиля, проходящего через депрессию, позволил выявить, в отличие от Байкальской рифтовой зоны, мантийные разломы, контролирующие структуры земной коры в этом регионе, а также определить в пределах центральной части депрессии контуры магматогенных антиклинальных структур пермо-триасового (?) возраста над мантийным разломом глубже ~35 км, не выявленных ранее. Такие структуры являются обращенными структурами коры, что не отмечалось предыдущими исследователями. Наличие магматогенных структур в центральных частях осадочного чехла депрессии и их отсутствие во впадине Байкала позволяют говорить о более древнем образовании первой из них.

Тирренское и Лигурийское моря. Структурно-тектонический анализ гравимагнитных профилей в Тирренском и Лигурийском морях выявил цепочку вулканических построек, перекрытых осадочным чехлом, которая протягивается по дуге от Эгадских островов у западного побережья Сицилии до Понцианских островов близ западного побережья Италии и ограничивает с севера южную глубоководную впадину Тирренского моря. Кроме того, определен аллохтонный характер замкнутой в плане альпийской орогенной вулканической постройки, простирающейся с материка в Лигурийское море. **Хребет Ширшова.** По измерениям гравимагнитных полей и данным глубоководного бурения DSDP с судна «Гломар Челленджер» с помощью дифференциального метода получены новые данные о глубинной структуре и генезисе хребта Ширшова, занимающего ключевое положение в глубоководной части Берингова моря. В частности, выяснилось, что величины α -функции фиксируют в геологическом разрезе хребта как впадины, заполненные осадками, по сходящимся вниз векторам, так и поднятия базальтового ложа основания по расходящимся вверх векторам. Это дало возможность спрогнозировать положение поверхности базальтового слоя шириной 50 км в западном направлении, где сейсмические данные МОВ отсутствуют. Отмечена симметрия относительно оси самой глубокой впадины хребта Ширшова в поведении *D*-функции, которая отсутствует как в исходных полях, так и в современной структуре хребта.

Результаты геологического истолкования линеаментных сетей КС. Охотско-Чукотский вулканический пояс. В пределах пояса исследованы два района. Исходным материалом для первого района явилась схема структурного дешифрирования, составленная по материалам КС среднего разрешения. Известные рудопроявления эндогенного типа служили эталонными площадями. Цель исследований – выделение перспективных прогнозных площадей для первоочередных поисков с выявлением информативных (прогнозных) признаков рудопроявлений. В результате в качестве информативных выделено 14 из 39 исходных признаков. На основе их анализа общая модель индуцирующей структуры представляла собой концентр с радиально расходящимися из центра линеаментами, пересекающими кольцевые и дуговые линии. После получения результатов прогнозирования одна из указанных площадей была изучена в процессе наземных поисковых работ. Высокая перспективность выделенной площади подтвердилась.

В пределах второго района, рассматриваемого в масштабе 1:200 000, известны проявления гидротермальной серебро-полиметаллической и молибденовой минерализации. ЛС охватывает как прогнозный, так и эталонный участки площадей. Прогнозные решения для двух функций цели получены одним способом с помощью характеристических кривых. Даны фактические и расчетные значения достоверности прогнозирования, которые совпадают с точностью до 5% между собой и составляют 65–75%. Реализация предложенной методики в целом для обоих видов минерализации показала высокую сходимость расчетных и фактических (полученных по результатам заверочных работ) оценок достоверности прогнозирования гидротермального оруденения.

Северо-Восточное Забайкалье. Произведена оценка региональных корреляционных связей между структурными элементами, выявленны-

ми по КС, и металлогеническими зонами. Последние выбраны в качестве эталонных объектов, характеризующих распределение шести рудных минерализаций. В результате исследований установлено, что четыре из шести зон минерализации имеют тесные внутренние корреляционные связи со своими средними характеристиками, т.е. обладают высокими показателями коэффициентов однородности. Для этих зон, в число которых входили сульфидная, медная, редкометальная минерализации и рудопроявления железа, выделены информативные признаки линеаментной сети, контролирующие указанные минерализации. Высокая избирательность экстраполяции (прогнозирования) найдена только для медной и редкометальной минерализации. Следует отметить, что в пределах первой зоны расположено известное Удоканское месторождение медистых песчаников.

Западные Гималаи. Методика цифровой обработки линеаментных сетей, отдешифрированных на КС, и состоящих из линейных, дуговых и кольцевых элементов, оказалась весьма эффективной, так как позволила получить новую информацию о существовании и положении глубинных тектонически активных зон, соответствующих скрытым современным разломам. Обнаружены ранее неизвестные линеаменты и кольцевые структуры. Выявленные две крупные поперечные тектонические зоны являются зонами повышенной сейсмической опасности на территории Западных Гималаев. Эти зоны, так же как и другие отдешифрированные по КС структурные элементы, должны учитываться при сейсмическом районировании территории и выборе мест строительства крупных инженерных сооружений.

С.И. Шерман¹

Линейно выраженные зоны современной деструкции литосферы и опасные разломы

На основе тектонофизического анализа вариаций плотности разноранговых разломов поверхности Земли достаточно распространенными оказались линейно вытянутые зоны с относительно высокой раздробленностью верхней хрупкой части литосферы [1]. Обобщение материалов по подобным зонам, их распространению на межплитных границах и континентах, внутренней структурной организации, воздействию на

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск

некоторые геолого-геофизические процессы дало основание для выделения особого класса структур – деструктивных зон литосферы (ДЗЛ) [2]. ДЗЛ – области повышенной раздробленности верхней хрупкой части литосферы, ее интенсивного напряженного состояния, высоких скоростей деформирования и контрастных вариаций геофизических полей [3]. Установлено, что ДЗЛ являются структурами длительного неравномерного развития хрупкой литосферы во времени и пространстве, сохраняют определенную связь своих параметров с типом напряженного состояния среды и синхронно протекающими геофизическими процессами [4]. ДЗЛ – определенная стадия формирования и развития, а также форма существования очень крупных разрывных структур, нередко контролирующих целый комплекс синхронно происходящих геолого-геофизических процессов, примером которых является сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой системы, детально рассмотренная В.В. Ружичем [5].

Смотренная Б.Б. гужичем [5]. Более глубокое изучение предопределяющих ДЗЛ разноранговых разломов выявило их разновременное зарождение, несинхронные последующие активизации и различные воздействия на контролируемые геолого-геофизические процессы. Были также выделены, закартированы и достаточно глубоко изучены деструктивные поля разломов – участки с аномальной раздробленностью как собственно ДЗЛ, так и околоразломного пространства ее относительно крупных дизъюнктивов [6, 7]. В цитируемых работах показано, что деструктивные поля являются более низким таксоном иерархической структуры разломных зон литосферы по отношению к ее генеральным (глубинным) и другим разновидностям разрывов. Раздробленность коры в пределах деструктивных полей в 3–4 раза превосходит фоновую высокой плотностью сопутствующих разрывов в локальных объемах областей динамического влияния разломов. Отсюда следует, что формирование деструктивных полей есть специфическая черта неравномерного в пространстве разрушения хрупкой литосферы вне зависимости от масштаба и интенсивности деструкции субстрата, а также характера и состава разрушающихся блоков.

страта, а также характера и состава разрушающихся блоков. Активизация разломов в ДЗЛ происходит неритмично в пространстве и асинхронно во времени. Этот процесс наиболее насыщенно и аргументировано может быть показан на примерах, связанных с сейсмичностью. Хорошо известно, что многочисленные разноранговые группы геологически закартированных разрывов временно или даже постоянно остаются асейсмичными в границах сейсмических областей. В то же время, довольно часто сейсмически активные разломы в отдельные годы характеризуются очень низкой или, наоборот, высокой сейсмичностью. То же относится к отдельным сегментам протяженных активных разломов. Для понимания закономерностей достаточно сложной и во многом неясной избирательной современной сейсмической активизации разноранговых и разновозрастных разломов, образующих ДЗЛ, был предложен показатель, позволяющий ранжировать разломы по количественному индексу сейсмичности [8]. Он характеризует сравнительную активность конкретных разломов в пределах заданных интервалов времени и дает основание для анализа доли вовлечения разнорангового разломного сообщества в активизацию. Используя данные по изменению количественного индекса активности разломов за разные годы, можно проследить за ее вариациями и, при достаточно большом интервале времени инструментальных сейсмических наблюдений, выявить поля или зоны относительно постоянной пространственно-временной активизации отдельных ансамблей разломов. Эти исследования дали основание для выделения зон современной деструкции (ЗСД) литосферы [9], внутри которых по количественному индексу особо проявляются активные на современном этапе развития разломы, а в числе последних – наиболее активные разновидности. Для них характерны существенные смещения крыльев и другие деформации, следствиями которых являются различные изменения состояний околоразломной среды – области динамического влияния разломов. Среди таких разломов может быть выделена группа опасных разломы с высокими значениями количественного и магнитудного индексов сейсмической активности [8, 10] и/или высокими аномалиями современных вертикальных движений коры [11]. Одними из первых стали выделять опасные, суперактивные разломы в пределах платформенных территорий Ю.О. Кузьмин и В.С. Жуков [11]. В мировой практике по не-сколько иным критериям выделяются зоны опасных разломов [12–14; и др.]. Многофункциональная роль разломов в контролировании многих геолого-геофизических, гидрогеологических и инженерно-геологических процессов хорошо известна. Опасные разломы являются наиболее чувствительными «структурными датчиками» к изменениям напряженно-деформированного состояния среды и в зависимости от него в той или иной степени трансформируют свои контролирующие функции. На какие из них и насколько существенно воздействуют опасные разломы, во многом зависит от состояния геологической среды. На рисунке приведен пример развития ЗСД литосферы в Центральной Азии [15].

Изложенное позволяет проследить фиксируемый в хрупкой литосфере последовательный иерархический ряд линейно вытянутых скоплений разрывов высокой плотности от деструктивных зон литосферы и входящих в них зон современной деструкции до отдельных слагающих их дизъюнктивов – опасных разломов.



Рисунок. Зоны современной деструкции литосферы Азии 1 – разломы; 2 – осевые линии зон современной деструкции литосферы

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00251).

Литература

1. Шерман С.И. Некоторые закономерности деструкции земной коры при рифтогенезе // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 32–39.

2. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 203 с.

3. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: МТК, 1996. С. 152–153.

4. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, №2. С. 41–53.

5. *Ружич В.В.* Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

6. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 129 с.

7. Лобацкая Р.М., Кофф Г.Л. Разломы литосферы и чрезвычайные ситуации. М.: Рос. экол. федерал. информ. агентство, 1997. 196 с.

8. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395–398.

9. Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics. 2004. V. 380, N 3/4. P. 261–272.

10. Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 398–403.

11. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во МГУ, 2004. 262 с.

12. Kim Y.-S., Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Fault damage zones // J. Struct. Geol. 2004. V. 26. P. 503–517.

13. *Kim Y.-S., Andrews J.R., Sanderson D.J.* Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution // Geoscience J. 2000. V. 4. P. 53–72.

14. *McGrath A.G., Davison I.* Damage zone geometry around fault tips // J. Struct. Geol. 1995. V. 17. P. 1011–1024.

15. Шерман С.И., Савитский В.А. Активные разломы и зоны современной деструкции литосферы Центральной Азии // Гединамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Тез. Докл.: В 2 т. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2004. С. 159–162. (Материалы Науч. совещ. по Программе фундам. исслед.; Т. 2).

Э.В. Шипилов¹, Ю.В. Карякин²

Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления

В строении Баренцево-Карской континентальной окраины и ее бассейнов базальтоидный магматизм играет заметную роль. Его проявления

¹ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

отмечены геологическим картированием в различных стратиграфических подразделениях разрезов близлежащего сухопутного (материкового и островного) обрамления исследуемого региона. Фиксируются они и по данным морских геолого-геофизических работ в осадочных комплексах ряда субаквальных бассейнов.

Устанавливается несколько стратиграфических и межформационных уровней магматизма, близкого по составу базитовым трапповым формациям: преимущественно силурийский, позднедевонско-раннекарбоновый, позднепермско-раннетриасовый, юрско-меловой и кайнозойский [5, 6, 8, 9]. Распространение этих магматогенных образований отмечается на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и окружающем их шельфе, в Южно- и Северо-Баренцевском бассейнах, в троге Святой Анны и других районах [1–4, 10, 12–14, 17, 20, 22]. Изучение магматизма имеет первостепенное значение для реконструкции истории геологического развития самой окраины и, следовательно, ранних этапов становления Арктического океана [6, 7], а также и в плане его влияния на созревание C_{opr} в нефтегазоматеринских толщах, фазовый состав углеводородов, формирование ловушек и скопление в них флюидов [10].

Наиболее отчетливо и широко из них проявился ареал, связанный с юрско-меловым тектономагматическим этапом.

Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Амеразийского. Его раскрытие носило полицикличный характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма. Анализ распределения ареалов магматизма в Арктике и его изотопных датировок, а также собственные полевые наблюдения и определения авторов (2006– 2007 гг.) позволяют выделить несколько последовательных тектономагматических этапов, отражающих процессы деструкции континентальной литосферы и формирования океанического бассейна.

Начальный (юрский) этап тектонической активизации обусловлен плюмовым магматизмом, приведшим к рифтингу и наиболее ярко проявившемся на временном отрезке аален-бат-титон. Он знаменуется развитием расширенных полуграбенов вдоль окраин Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски. Это подтверждается детальным стратиграфическим и структурным анализом отложений, а также результатами бурения континентальной окраины Аляски и сопредельных областей [21].

В Баренцевоморском регионе эта фаза началась с погружения территории и трансгрессии с севера в ее пределы морского бассейна, достигшего в конце батского века Печорской равнины.

Морская трансгрессия и углубление бассейна в рассматриваемую фазу сопровождались и эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Возраст вскрытых скважиной в районе Лудловского поднятия (разделяющего Южно- и Северо-Баренцевские впадины) пластовых базальтов по K-Ar составляет 159 млн лет [1, 10], а в скважине Нагурской (о-в Земля Александры, архипелаг Земля Франца-Иосифа) – 151 ±11 млн лет [4] и в других районах этого архипелага [3, 13, 14]. Близкий возраст базальтов (145 млн лет) устанавливается на Шпицбергене и на его восточном шельфе [12, 17, 22], а также в Свердрупском бассейне (152 ± 6 млн лет) [16] и на архипелаге Де-Лонга – 152.3 млн лет [19]. Указанные изотопные датировки укладываются преимущественно в позднеюрский (волжский) отрезок геологической шкалы [11]. В это время в пределах Баренцевоморского региона и, особенно, в Восточно-Баренцевском мегабассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса. Не исключено, что определенный вклад в создание бескислородной обстановки формирования черносланцевой фации («заражение» эндогенными флюидами, эманациями и т.п.) в Баренцевском регионе могли внести вулканомагматические процессы.

Второй (меловой) этап в развитии Арктики связан с рифтогенезом, его переходом в спрединг с аккрецией меловой океанической коры и отмиранием спредингового центра. Он длился во временном диапазоне от готерива-баррема – раннего апта до раннего сеномана и подразделяется на основании изотопных датировок на два временных отрезка. На этом этапе развития Канадский Арктический архипелаг (с одной стороны) и Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок (с другой) начали удаляться друг от друга, испытывая вращение относительно точки, распо-ложенной в районе дельты р. Маккензи. При этом вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящими в ее состав блоками будущих хребтов Ломоносова и Альфа и, возможно, Менделева, получила развитие трансформная зона разломов (Свердрупско-Новосибирская) с левосторонней кинематикой. Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую палеоокраину через отмеченную трансформу. Указанная трансформная зона являлась своеобразным «барьером» для дальнейшей пропагации формирующегося спредингового центра Канадской впадины. Вдоль нее происходило скольжение блоков микроконтинента. И, вместе с тем, на континентальных окраинах вдоль этой трансформы концентрируются ареалы базальтоидных образований, фиксирующие фазы наиболее активного развития глубоководного Канадского бассейна.

В пределах Баренцевоморского региона переход ко второму, главному, этапу становления Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела.

В первую половину этого этапа активизация тектоногеодинамических процессов с проявлением мощных регрессивных событий в раннемеловое время была обусловлена глобальными причинами – распадом вегенеровской Пангеи с резким падением уровня Мирового океана. В присдвиговой зоне, располагавшейся между Южно- и Северо-Баренцевским депоцентрами осадконакопления, сформировалась Лудловская перемычка. Здесь одноименной скважиной подсечена пластовая интрузия габбро-диабазов [1], расположенная выше уже упомянутой, с возрастом по K-Ar 131–139 млн лет. Это свидетельствует о том, что рифтогенный режим в Восточно-Баренцевском троговом бассейне в меловое время носил достаточно отчетливый характер. Близкие по времени проявления магматизма закартированы на Шпицбергене и его восточных островах [12, 17, 22] и на Земле Франца-Иосифа [13, 23], в Свердрупском бассейне – 123–131 млн лет [16], на архипелаге Де-Лонга – 124 млн лет [19].

На палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираниий, сбросового и сбросо-сдвигового типов, контролирующих распределение базальтоидов. Она определила ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются в рельефе дна моря, но особенно отчетливо – в пределах архипелагов Земля Франца-Иосифа, Шпицберген и Новая Земля. На о-ве Хейса, архипелаг Земля Франца-Иосифа, протяженные гривы даек имеют северо-западные простирания. В этой связи следует отметить, что норвежские геологи по каким-то причинам практически на всех изданных картах и схемах Шпицбергена и прилегающего к нему шельфа, избегают показа разломов и нарушений СЗ–ЮВ ориентировки [15], однако наличие ряда из них (по комплексу признаков) является очевидным. К ним относится Хинлопенская зона разломов (своего рода окраинно-континентальная трансформа) и другие субпараллельные ей нарушения, вдающиеся в архипелаг, вдоль которых концентрируются выходы юрско-мелового базальтоидного магматизма. Одним из таких районов является северное побережье Ис-фиорда.

Во вторую половину рассматриваемого этапа активным базальтоидным магматизмом (вплоть до сеномана) были охвачены Земля Франца-Иосифа (в скв. Нагурская возраст базальтов по K-Ar составляет 103 ± 7 млн лет [4]), трог Св. Анны, восточный шельф Шпицбергена (верхний предел – 105–110 млн лет [12, 17, 22]). Сейсмические материалы [1, 8– 10] указывают на широкое присутствие одновозрастных силлов в осадочном чехле севера Баренцевской окраины и особенно в Восточно-Баренцевской троговой системе.

В Свердрупском бассейне (Канадский Арктический архипелаг), по К-Аг датировкам базальтоидных образований [16], интервал магматической активизации ограничивается 100–102 млн лет, а биостратиграфические их привязки достигают даже значений 92 млн лет.

Диапазон от 106 до 110 млн лет дают K-Ar определения возраста трапповых базальтов архипелага Де-Лонга [19].

Рассмотренные этапы тектономагматической активизации находят достаточно уверенное подтверждение в последних результатах радиологических определений образцов базитов архипелага Земля Франца-Иосифа, выполненных специалистами США и России с применением К-Аг и Sm-Nd методов [3], а также нашими данными [23]. Следует отметить, что K-Ar датирование базальтоидов, выполненное в разные годы и различными организациями, показывает хорошее совпадение с новейшими датировками Sm/Nd и Ar/Ar методами.

Таким образом, все изложенное приводит к выводу о том, что описанные проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах Арктики являются индикационными признаками деструкции континентальной литосферы, а затем, – раскрытия и становления Канадского океанического бассейна. Все выделенные этапы тектономагматической активизации нашли вполне очевидное отражение в тектоногеодинамических преобразованиях, палеофациальных условиях осадконакопления Баренцево-Карской окраины и составе продуктов магматической деятельности [23]. Имеются основания говорить о том, что до формирования Канадского бассейна острова Земля Франца-Иосифа, Де-Лонга, Канадский Арктический архипелаг (Свердрупский) и, не исклю-чено, хребет Альфа представляли собой объединенную область юрскомелового плюмового платобазальтового магматизма. По геофизическим данным, наличие магматических комплексов, аналогичных по возрасту, предполагается и на хребте Ломоносова. Характерно, что проявления магматизма в пределах окраин и в дальнейшем, уже после раскола этой области и дезинтеграции ее на указанные блоковые структуры, сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры Каналского бассейна.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного полярного года 2007-2008 гг.)».

Литература

1. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // Докл. РАН. 1991. Т. 320, № 5. С. 1203–1206.

2. *Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н.* Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб., 2005. 225 с.

3. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Фраца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 199–202.

4. *Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В. и др.* Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на Севере Сибирской платформы. Л., 1983. С. 100–108.

5. Шипилов Э.В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии // Вестн. МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 97–104.

6. Шипилов Э.В. Пермско-триасовая интерференция тектоногеодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // Докл. РАН. 2003. Т. 393, №3.

7. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

8. Шипилов Э В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Там же. 1990. №1. С. 90–97.

9. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №10. С. 112–122.

10. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // Докл. РАН. 1995. Т. 342, №1. С. 87–88.

11. A Geologic Time Scale. 1989. Camridge University Press, 1989.

12. *Bailey J.C., Rasmussen M.H.* Petrochemistry of Jurassic and Cretaceous tholeites from Kong Karls Land, Svalbard, and their relation to mesozoic magmatism in the Arctic // Polar Research. Oslo. 1997. V. 16, № 1. P. 37–62.

13. Campsie J., Rasmussen M.H., Hansen N., Liebe C.J., Laursen J., Brochwicz-Levinski W., Johnson L. K-Ar ages basaltic rocs collected during a traverse of the Frans Josef Land Archipelago (1895–1896) // Ibid. 1988. V. 6, No2. P. 173–177.

14. Dibner V.D. Geology of Franz Josef Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1998. Meddelelser № 146. 190 p.

15. Gabrielsen R.H., Faerseth R.B., Jensen L.N., Kalheim J.E., Riis F. Structural elements of Norwegian continental shelf. P. 1: The Barents Sea Region // NPD-bulletin №6. Oliedirektorat. Norway, 1990. 33 p. 16. Jansa L.F., Pe-Piper G. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // AAPG Bull. 1988. V. 72, N 3. P. 347–366.

17. Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B., Miller J.A., Spall H.R., Wallis R.H., Winsens T.S. Radiometric age determination on rocs from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1966. Skrifter №137. 39p.

18. *Livsic Ju.Ja*. Tectonic history of Tertiary sedimentation of Svalbard // Norsc Geologisk Tidsskift. Oslo. 1992. V. 72. P. 121–127.

19. *Silantyev S.A, Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al.* Intraplate magmatism of the De Long Islands // Rus. J. Earth Sci. 2004. V. 6, N 3. P. 1–31.

20. Solheim A., Musatov E., Heintz N. Geological aspects of Franz Josef Land and the northrnmost Barents Sea. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1998. Meddelelser N 151. 120 p.

21. The Arctic Ocean Region. V. L: Geology of North America / Eds. A. Grantz, L. Jonhson, I.F. Sweney. Colorado: Geol. Soc. Amer. Boulder Co, 1990. 644 p.

22. *Worsly D., Ada O.J., Dalland A. et al.* The Geology History of Svalbard. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.

23. *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая характеристика и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа. 2008 (см. ст. в наст. сб.).

В.С. Шкодзинский¹

Некоторые следствия влияния силы Кориолиса на мантийную конвекцию

Возникновение силы Кориолиса обусловлено вращением Земли вокруг своей оси. Вследствие вращения каждая ее точка на поверхности в районе экватора движется со скоростью V₁ = L/t = $4 \times 10^7 \text{м}/24 \times 3600 \text{ c} =$ 463.5 м/c (L - длина экватора; t - продолжительность суток), что сопоставимо со скоростью полета пули. На полюсах и в центре планеты линейная скорость вращения равна нулю. На глубине 2900 км в подошвемантии эта скорость равна V₂ = 252.5 м/с. Вещество, перемещающеесямежду районами с разной скоростью вращения, под влиянием силыинерции стремится изменить траекторию движения. В результате реки вСеверном полушарии подмывают правый берег, а первоначально субме-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

ридиональные воздушные потоки преобразуются в субширотные. Всплывающее в мантии вещество под влиянием силы инерции должно стремиться сохранять свою пониженную линейную скорость вращения и поэтому будет отклоняться к западу, опускающееся вещество под влиянием изначально высокой скорости должно отклоняться к востоку. Несмотря на очевидность этого явления, влияние силы Кориолиса обычно не учитывается даже при самом детальном рассмотрении мантийной конвекции.

Кинетическая энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса при перемещениях вещества в мантии, равна $\Delta W_{\kappa} = mV_1^2/2 - mV_2^2/2$, где m – масса вещества. Эта энергия при перемещениях на всю мощность мантии для 1 кг вещества составляет $\Delta W_{\rm k} = 1$ кг×(463.5² – 252.5²)м²c⁻²/2 = 151006 Дж. Энергия, выделяющаяся при всплывании через всю мантию вещества плюма, равна $\Delta W_B = m B \Delta T gh$. Коэффициент температурного объемного расширения для астеносферы $B = 3 \cdot 10^{-5} (^{\circ})^{-1}$, средняя разница температур плюма и вмещающей мантии $\Delta T = 160^{\circ}$ [2], мощность мантии h = 2.9×10^6 м. В этом случае для 1 кг всплывающего вещества $\Delta W_{\rm B} =$ 1 кг \cdot 3 \cdot 10⁻⁵(°)⁻¹ \cdot 160° \cdot 9.81м \cdot c⁻² \cdot 2.9×10⁶ м = 136560 Дж. То есть, энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса, несколько выше таковой, выделяющейся при всплывании плюмов. Это превышение было особенно большим на ранних стадиях эволюции Земли, когда скорость ее вращения была в несколько раз выше современной. Следовательно, всплывание мантийных плюмов и погружение более холодного вещества по крайней мере в низких широтах, где величина силы Кориолиса является максимальной, должны происходить не вертикально, как обычно принимается, а в виде сильно наклонных потоков. Анализ данных сейсмической томографии в общем согласуется с этим выводом. На трех приведенных в работе [6] околоэкваториальных сечениях земного шара области, отражающие подъем в мантии разогретого вещества, чаще всего протягиваются от границы с ядром к земной поверхности в виде широких полос, сильно наклоненных на запад в полном соответствии с направлением воздействия силы Кориолиса. Углы наклона этих потоков к земной поверхности варьируют от примерно 45° до 30°, что согласуется с приведенными оценками соотношения энергий, выделяющихся в настоящее время при всплывании и за счет силы Кориолиса. На высоких широтах на поднимающееся и опускающееся вещество почти не воздействует сила Кориолиса. Действительно, на одном из пяти меридиональных сечений под Северным полюсом наблюдается субвертикальный подъем разогретого вещества.

Существование в мантии закономерных отклонений потоков вещества от вертикальных объясняет ряд ранее непонятных явлений. Очевид-

но, что в окаймленном зонами субдукции древнем Тихом океане вследствие отклонения поднимающегося разогретого вещества к западу движение океанической литосферы от срединно-океанического хребта в этом направлении должно происходить намного интенсивнее, чем в восточном. Это согласуется с тем, что установленные здесь скорости западного и северо-западного раздвижения плит составляют 158, 146 и 106 мм/год, а восточного и юго-восточного – 66, 86 и 47 мм/год [4], т.е. скорость западного раздвижения в среднем в 2 раза выше, чем восточного. Такие скорости соответствуют примерно в 2 раза большей площади западной от хребта акватории океана по сравнению с восточной и с положением Тихоокеанского срединно-океанического хребта в восточной части океана. Занимающие большую часть Тихого океана западные плиты (Тихоокеанская и Филиппинская) движутся в среднем примерно в 2 раза быстрее к северо-западу, чем перемещаются восточные плиты (Кокос и Наска) в восточном и северо-восточном направлениях [1].

Анализ опубликованных данных [5] свидетельствует, что скорости погружения субдукционных плит в западном направлении в Тихом океане в среднем также почти в 2 раза выше, чем в восточном. При этом с увеличением географической широты положения зон субдукции скорость погружения плит в среднем уменьшается в связи с уменьшением в этом направлении линейной скорости вращения. Последнее явление указывает на то, что причиной высокой скорости погружения океанических плит в Тихом океане в западном направлении является не только их высокая плотность, связанная с древностью и низкой температурой (как обычно предполагается), но и влияние силы Кориолиса, приводящее к повышенной скорости течения разогретой астеносферы в западном направлении.

С отклонением к востоку опускающегося вещества под влиянием силы Кориолиса может быть частично связано в среднем более крутое погружение субдукционных плит в западной части Тихого океана по сравнению с восточной. Это подтверждается меньшими в среднем углами наклона погружающихся плит в западных субдукционных зонах высоких широт, где воздействие силы Кориолиса сильно пониженнное. Крутое интенсивное погружение океанических плит сопровождается выжиманием и подъемом перед фронтом их опускания горячего астеносферного вещества. Данное явление, видимо, является причиной утонения и разрыва литосферы в тылу островных дуг и формирования здесь тыловых бассейнов с океанической корой, весьма характерных для западной части Тихого океана и отсутствующих в настоящее время в восточной. Более интенсивные западные движения плит Тихого океана должны

Более интенсивные западные движения плит Тихого океана должны приводить к более интенсивному динамическому воздействию их на Азиатский континент по сравнению с Северо-Американским и ЮжноАмериканским. Это согласуется с тем, что полоса интенсивного развития связанных с Тихим океаном мезозойского магматизма и оруденения на Азиатском континенте примерно в 1.5–2 раза шире, чем на Американских. На Азиатской окраине более широко развиты гранитоиды и оловянные месторождения, для американских окраин более типично медное и золотое оруденение [3]. Рассмотренные явления, обусловленные проявлением силы Кориолиса, объясняют ярко выраженную асимметрию строения Тихого океана. В более молодых океанах, не имеющих обширных зон субдукции, океаническая литосфера спаяна с континентальной и образует с ней единые плиты. Скорости и направления движения таких огромных плит зависят от процессов конвекции, по существу, под всеми океанами и континентами. Видимо, поэтому в молодых океанах асимметрия строения проявлена менее отчетливо или не проявлена.

Отклонение поднимающегося разогретого мантийного вещества к западу под влиянием силы Кориолиса совместно с воздействием лунных приливов является причиной существования медленного (0.11° /млн лет [7]) западного дрейфа литосферы и постепенного замедления вращения Земли. На ранней стадии эволюции вследствие высокой скорости вращения этот дрейф был более интенсивным, что объясняет контроль кимберлитов и карбонатитов преимущественно субмеридиональными тектоническими нарушениями; повышенную алмазоносность кимберлитов, связанных с этими нарушениями; субмеридиональное простирание большинства геологических структур в северо-восточной части Азии и некоторые другие явления. Отклонение опускающихся потоков во внешнем ядре к востоку является причиной несколько более быстрого (на 1.1°/год [8]) вращения внутреннего ядра.

Сильное влияние силы Кориолиса на мантийную конвекцию противоречит широко распространенным предположениям о существовании в мантии грибообразных вертикальных плюмов и о связи с ними «горячих точек». Последние, видимо, формируются над крупными телами основных расплавов в астеносфере, возникших в результате декомпрессионного плавления эклогитов в поднимающихся потоках разогретого мантийного вещества. Разная скорость движения астеносферы и перекрывающих ее плит над фракционирующими основными очагами и подъем из них расплавов приводят к формированию цепочек магматических тел с закономерно изменяющимся возрастом.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения //

Вестн. ОГГГГН РАН. 2000. Т. 1, № 2 (12). *http://www/scgis.ru/russian/cp1251/h-dgggms/2-2000/subduction.htm#begin.*

2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. 408 с.

3. Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса. М-б 1:10 000 000 / Ред. Е.А. Радкевич. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 10 л.

4. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: КДУ, 2007. 244 с.

5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

6. Su W., Woodward R.L., Dzewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B4. P. 6945–6980.

7. Uyeda S., Kanamori H. Back-are opening and the model of subduction // Ibid. 1979. V. 84, N B3. P. 1049–1061.

8. *Yong X., Richards P.S.* Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature. 1996. V. 382, N 6588. P. 221–224.

В.С. Шкодзинский¹

Происхождение магм в свете модели горячей гетерогенной аккреции Земли

После установления геофизическими исследованиями в начале прошлого века отсутствия в земной коре и мантии обширных расплавленных областей господствующими стали представления о формировании Земли путем холодной гомогенной аккреции и о возникновении магм в результате отделения выплавок в слабо подплавленных породах. Такой механизм магмообразования в последние годы воспринимается как единственно возможный и поэтому не обосновывается какими-либо доказательствами. Между тем, к настоящему времени получено множество данных, опровергающих такой генезис магм.

Как известно, в реальной бедной летучими компонентами мантии вследствие очень высоких Т и Р отсутствуют открытые трещины и поры, поэтому по ним нельзя предполагать движение выплавок. Динамическая вязкость мантии составляет чаще всего 10^{19} – 10^{24} П. При такой высокой вязкости мантии капли расплава за всю историю Земли всплы-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

вут всего на первые миллиметры и не способны привести к образованию магм [1]. Чтобы избежать эти трудности, Д. МакКензи [6] предположил, что в подплавленных породах расплав располагается в виде пленок между кристаллами и движется вдоль этих пленок. Однако этому противоречат экспериментальные данные [5], свидетельствующие о том, что даже между кристаллами хорошо смачиваемых минералов расплав располагается в виде изолированных полуизометричных выделений. Если бы такие пленки присутствовали в мантии, то каркас сросшихся кристаллов разрушался бы и астеносфера имела бы очень низкую вязкость. На самом деле вязкость ее примерно 10^{19} – 10^{20} П, что указывает на расположение в ней расплава в виде изолированных выделений. Об этом же свидетельствует и частичное прохождение через астеносферу поперечных сейсмических волн, которые полностью поглощались бы, если бы кристаллы в ней были покрыты пленками расплава.

Эксперименты [2] показали, что расплав и твердые фазы начинают разделяться лишь при расплавлении перидотита более, чем на 40 %, после разрушения в нем каркаса сросшихся кристаллов. Это полностью согласуется с автохтонностью анатектического жильного материала в высокоглиноземистых мигматитах даже при содержании 30–40 % [1].

Предположения о возникновении магм путем отделения выплавок не вытекают из каких-либо эмпирических данных и полностью основаны на принимающейся в геологии гипотезе образования Земли путем холодной гомогенной аккреции. Между тем, эта гипотеза в настоящее время устарела. Крупным достижением планетологии в последние десятилетия является получение доказательств горячей гетерогенной аккреции планет земной группы, раннего быстрого возникновения их ядер путем слипания намагниченных частиц и существования на планетах глобальных океанов магмы [3, 7, 4; и др.]. Эти данные в совершенно новом свете представляют генезис магм.

Расчеты [1] показали, что земной силикатный магматический океан возник при аккреции нижней мантии преимущественно в результате импактного тепловыделения. Его придонная часть кристаллизовалась под влиянием увеличения давления новообразованных верхних частей. Кумулаты и захороненные среди них расплавы сформировали соответственно мантийные ультраосновные породы и эклогиты. Остаточные расплавы обогащали магматический океан расплавофильными компонентами и обусловили возникновение в нем расслоенности. Состав слоев изменялся от кислого до перидотитового. Вследствие значительного увеличения плотности сверху вниз в расслоенном океане глубиной около 240 км при остывании не возникали обширные конвективные потоки, поэтому он очень медленно кристаллизовался сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Судя по позднему появлению и резкому возрастанию интенсивности карбонатитового и кимберлитового магматизма в мезозое, кристаллизация его наиболее глубинных остатков в континентальной литосфере продолжается и в настоящее время. Таким образом, в течение всей истории Земли в ее недрах существовали фракционирующие магмы, поэтому нет необходимости предполагать нереальные процессы их выплавления.

В первые 0.56 млрд лет земная поверхность была полностью покрыта расплавом и на ней не было твердых пород. С 4 до 2.7 млрд лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхних частей кислого слоя магматического океана с образованием ортогнейсов из кумулатов и древнейших гранитов из остаточных расплавов. Это объясняет наиболее древний возраст кислых магматических пород на Земле. С появлением на поверхности магматического океана серогнейсовой протокоры на ней начали формироваться зеленокаменные пояса в результате подъема мафических магм из плюмов в мантии, подогреваемой изначально более горячим ядром. Обособление остаточных расплавов в кристаллизовавшихся ортогнейсах приводило к повсеместному развитию в них автохтонного гранитного материала и объясняет происхождение их «региональной гранитизации».

С 2.7 до 0.6 млрд лет назад происходили кристаллизация и фракционирование нижних мафических слоев магматического океана с образованием мафических кумулатов, щелочных и субщелочных остаточных расплавов и продуктов их затвердевания в континентальной литосфере и коре, что объясняет позднее появление щелочных магматических пород, континентальной литосферы и тектоники литосферных плит в истории Земли. Выжимание еще не успевших затвердеть плагиоклазовых кумулатов магматического океана обусловило возникновение примерно 2.8– 0.8 млрд лет назад автономных анортозитов. Около 0.6 млрд лет назад температура на дне постаккреционного магматического океана снизилась до примерно 1500°С. Это маркирует затвердевание большей части расплавов постаккреционного магматического океана в конце позднего протерозоя и определяет фундаментальные различия геологии докембрия и фанерозоя.

При подъеме нижнемантийных плюмов не перидотиты, а содержащиеся в них тела эклогитов должны в первую очередь плавиться под влиянием огромной декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения, поскольку температура их плавления на 150–250°С ниже, чем перидотитов. Массовое одновременное плавление эклогитов в крупных нижнемантийных плюмах и подъем расплавов в верхние части земной коры объясняют быстрое (за 1–10 млн лет) образование гигантского объема траппов в зонах рифтогенеза. Низкое давление в маломощном раннем магматическом океане при аккреции нижней мантии, где путем придонного компрессионного фракционирования формировались исходные расплавы эклогитов, является причиной преимущественно толеитового состава этих пород и сформировавшихся из них магм траппов.

Продолжающееся всплывание нижнемантийных плюмов могло приводить к полному раздвигу континентальной литосферы и к образованию зон океанического спрединга. Здесь на малоглубинный уровень обычно поднимаются самые глубинные части нижней мантии, наиболее бедные расплавофильными компонентами. Скорости их подъема и связанного с ним спрединга являются максимальными, поскольку всплывает наиболее высокотемпературное и поэтому наименее плотное вещество. Это определяет образование наиболее бедных расплавофильными компонентами N-толеитов в быстроспрединговых срединно-океанических хребтах (СОХ). После образования эти магмы сразу же изливались на океаническое дно, что является причиной чаще всего незначительной степени их фракционированности.

В процессе растекания вещества плюмов под формирующейся океанической корой образовавшиеся очаги преимущественно толеитовых магм начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием остывания и возрастания давления при погружении астеносферных струй под более мощную литосферу абиссальных равнин. Вследствие в среднем еще невысокого давления (0.5–1 ГПа) под примыкающей к СОХ тонкой океанической литосферой при фракционировании сначала формировалась дифференцированная толеитовая (толеит-исландит-риолитовая) серия, характерная для океанических островов. Подъем остаточных расплавов из более глубинных частей астеносферы, в которых толеитовые очаги фракционируют при более высоком давлении, является причиной формирования присутствующих на океанических островах субщелочных и щелочных серий. При движении плит над особенно крупным магматическим очагом в астеносфере периодически поднимающиеся магмы должны формировать цепь магматических тел с постепенно уменьшающимся возрастом. Такое происхождение, видимо, имеет магматизм «горячих точек». Необходимые для возникновения известковощелочной серии величины давления (2–4 ГПа) над главным магматическим поясом зон субдукции находятся в астеносферном клине между опускающейся и перекрывающей литосферными плитами. Охлаждение астеносферного клина опускающейся холодной литосферой приводит к быстрой кристаллизации и фракционированию толеитовых расплавов с формированием известково-щелочных серий в менее глубинных частях клина и субщелочных и щелочных – в более глубинных. Обычно отсутствие в океанических магматических породах ультраосновных разностей и положение на единых с толеитами трендах дифференциации подтверждают образование их путем фракционирования тел толеитовых магм в астеносфере.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.

2. *Arndt N.T.* The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

3. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215, N 5109. P. 1449–1451.

4. *Hofmeister A.M.* Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys Res. 1983. V. B88, N 6. P. 4963–4983.

5. Laporte D., Watson E.B. Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: The effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity // Chem. Geol. 1995. V. 124, N 3/4. P. 161–164.

6. *McKenzie D*. The extraction of magma from crust and mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 74, N 1. P. 81–91.

7. Wood J.A., Diskey J.S., Marnin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosits and geophysical model of Moon // Proc. Appolo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. V. 1. P. 965–989.

Р.Э. Эрнст¹, К.Л. Бучан²

Карта комплексов долеритовых даек России и сопредельных регионов

Карты дайковых комплексов в масштабе континентов являются мощным инструментом для идентификации крупных магматических провинций (КМП), интерпретации геодинамических условий, локализации мантийных плюмов, характеристики истории раскола суперконтинентов и для палеоконтинентальных реконструкций. Такая карта масштаба 1:5 000 000 в настоящее время составлена для Канады и окружающих регионов [1] и доказала свою важность в рассматриваемом контексте, как это показано в

¹ Консультационная фирма Эрнст Геосайенсиз, Оттава, Канада, и Факультет наук о Земле, Карлтонский университет, Оттава, Канада

² Геологическая служба Канады, Оттава, Канада

нижеприведенном примере для кратона Сьюпириор Канадского щита. Подготовка подобной карты для дайковых роев Сибири и соседних регионов несомненно окажется не менее полезной.

Современный взгляд на дайковые рои. В недавние годы произошла революция в изучении и понимании дайковых роев. Аэромагнитные карты показывают наличие роёв, отличающихся крупными масштабами, но простой геометрии (линейных или расходящихся веером). Они обычно могут быть датированы с точностью лучше ±5 млн лет с использованием U-Pb метода по бадделеиту и циркону и в некоторых случаях с помощью Ar-Ar метода. Датирование указывает, что многие рои внедрились за короткий промежуток времени, <10 млн лет. Палеомагнитные исследования точно датированных даек позволяют получить хорошо обоснованные траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) и произвести палеоконтинентальные реконструкции.

Восстановление истории раскалывания кратона Сьюпириор по дайковым роям. Карта дайковых роев Канады [1] оказалась критической для понимания распределения и геометрии дайковых роев кратона Сьюпириор и позволила лучше понять историю его раскалывания. Кратон Сьюпириор в Канаде является крупнейшим в мире архейским блоком и, вероятно, был расположен внутри более крупного континента. В течение палеопротерозоя блоки коры оторвались от краев кратона Сьюпириор, как это показано на рисунке. Предполагается, что ответственными за раскалывание кратона являются мантийные плюмы, положение которых определяется по ориентировке веерообразных дайковых роев.

Звездами указано вероятное расположение центра мантийного плюма для каждого роя. Овалами идентифицируются архейские кратонные блоки, которые считаются отколотыми от края кратона Сьюпириор [2]. Национальная канадская карта дайковых роев. Польза от построения национальной российской карты дайковых роев хорошо иллю-

Национальная канадская карта дайковых роев. Польза от построения национальной российской карты дайковых роев хорошо иллюстрируется картой дайковых роев Канады, м-ба 1:5 000 000 [1], существующей как в печатном, так и в цифровом варианте. Карта включает 453 роя, что демонстрирует огромный прогресс по сравнению с 43 роями, показанными на более ранней карте Канадского щита [3]. Рои распределяются по возрастам следующим образом: 35 архейских, 76 палеопротерозойских, 60 мезопротерозойских, 31 неопротерозойских, 162 фанерозойских (97 палеозойских, 27 мезозойских, 38 кайнозойских), а также 89 плохо датированных. 47 роев считаются гигантскими, поскольку они имеют длину >300 км. По крайней мере 6 из них имеют длину более 1000 км и 10 роев имеют веерообразную геометрию. Дайки показаны во всех районах и геологических ситуациях, включая Канадский докембрийский щит и докембрийские изолированные массивы, области фане-



Рисунок. Гигантские палеопротерозойские веерообразные дайковые рои, ассоциирующиеся с раскалыванием кратона Сьюпириор Канадского щита

розойского чехла и складчатые и орогенические пояса. Канадская карта показывает 111 единиц, которые связаны с дайковыми роями, включая вулканиты, силы и мафит-ультрамафитовые интрузии. В дополнение к этому имеется объяснительная записка, содержащая главные характеристики каждого роя и принципиально важные литературные ссылки. Карта потребовала около 2 «человеко-лет» работы и была составлена с использованием около 2000 детальных геологических отчетов, геологических и аэромагнитных карт.

Проект российской национальной карты дайковых роев. Здесь мы вносим предложение создать *Карту долеритовых дайковых роев России и сопредельных регионов.* Основываясь на плотности и распределении возрастов роев канадской карты, мы предполагаем, что такая карта может содержать более 700 роев (>200 докембрийского возраста и >500 фанерозойского возраста). Из них, возможно, 100 будут гигантскими (>300 км длиной), 10 будут иметь длину >1000 км и 20 продемонстрируют гигантскую веерообразную геометрию. Как и Канадская, Российская карта была бы очень полезна в решении фундаментальных тектонических и геодинамических проблем.

Литература

1. *Buchan K.L., Ernst R.E.* Diabase dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada Map 2022A. Scale 1:5 000 000. 2004. Accompanying 39 page report.

2. *Bleeker W., Ernst R.* Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's palaeogeographic record back to 2.6 Ga // Dyke Swarms: Time Markers of Crustal Evolution / Eds.: E. Hanski, S. Mertanen, T. Ramo, J. Vuollo. Taylor and Francis / Balkema, London, 2006. P. 3–26.

3. *Fahrig W.F., West T.D.* Diabase dyke swarms of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada Map 1627A. Scale approx. 1:4 873 900. 1986.

Р.Э. Эрнст¹, Дж.А. Хейнс², В.Н. Пучков³, А.В. Округин⁴, Д.А. Арчибальд²

Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия)

В докладе сообщается о рекогносцировочных Ar-Ar возрастах, полученных по монофракциям амфиболов и биотитов из долеритов Сибирского кратона (Анабарский и Алданский щиты) и с юго-восточного края Восточно-Европейского кратона (Башкирский антиклинорий Южного Урала). Наши результаты указывают на существование двух крупных магматических провинций (КМП) с возрастами 1870 млн лет и 1750 млн лет, расширяют Куонамский дайковый рой (1500 млн лет) на Сибирском кратоне, а также машакское магматическое событие (КМП) (~ 1395–1350 млн лет) на Восточно-Европейском кратоне и дают дополнительные критерии для реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия).

¹ Консультационная фирма Эрнст Геосайенсиз, Маргрейв Авеню 43, Оттава, Канада, и Факультет наук о Земле, Карлтонский университет, Оттава, Канада

² Факультет геологии и инженерной геологии, Квинс Университет, Кингстон, провинция Онтарио, Канада

³ Институт геологии (ИГ) УНЦ РАН, Уфа, Россия

⁴ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАиБМ) СО РАН, Якутск, Россия

Сибирский кратон, Анабарский щит. Аг-Аг датирование подтверждает, что возраст 1503±5 млн лет (U-Pb бадделеит) из дайки субширотного простирания [1] относится по крайней мере к трем другим дайкам этого простирания, подтверждая, что эти дайки принадлежат единому Куонамскому рою [2]. Дополнительными свидетельствами этого события могут быть также силлы Фомич на севере Анабарского щита, которые датированы Sm-Nd методом как 1513±51 млн лет [3].

В дополнение к этому, одна дайка СЗ простирания из Восточно-Анабарского роя [1, 2] имеет нарушенный Ar-Ar спектр, указывающий на возможный возраст около 1730 млн лет (см. ниже возможные эквиваленты на Алданском щите). Кроме того, Чиересская дайка СВ простирания, которая ранее дала возраст 1384±2 млн лет (U-Pb метод по бадделеиту) [2], дает Ar-Ar возраст по амфиболу 1337±11 млн лет, позволяя позитивно оценивать близость U-Pb и Ar-Ar датировок.

Сибирский кратон, Алданский щит. На Алданском щите имеется два доминирующих дайковых тренда, СЗ и СВ, но до настоящего исследования их возрасты оценивались весьма приблизительно К-Ar методом между 1650 и 985 млн лет [4]. Здесь мы показываем, что три дайки СЗ простирания (Тимптоно-Алгамайский рой) имеют близкие Ar-Ar возрасты с наибольшим приближением к 1748±7 и 1727±12 млн лет. Эти дайки, вероятно, связаны с Билякчанско-Улканским вулканоплутоническим поясом юго-восточной части Сибирского кратона, с возрастом прибли-зительно 1740–1700 млн лет (1736±6, 1721±1, 1703± 18 млн лет; U-Pb) и с Анагар-Канским анорогеническим комплексом северо-западной части Сибирского кратона с возрастом 1734±4 млн лет (U-Pb, циркон) [5-7], и все эти комплексы вместе характеризуют новый крупный КМП с возрастом 1750–1700 на юге Сибирского кратона. Как упоминалось выше, дайка с возрастом приблизительно 1730 млн лет из дайкового роя Восточного Анабара Северной Сибири (Анабарский щит) может также принадлежать этому КМП, позволяя предполагать, что это событие на уровне приблизительно 1750–1700 млн лет может принадлежать одному КМП, протягивающемуся через весь Сибирский кратон.

Две дайки СВ простирания (Каларо-Нимнирский рой) дает перекрывающиеся возрасты по Ar-Ar плато: 1866±9 млн лет (амфибол) и 1845– 1865 млн лет (биотит), соответственно. Этот рой может быть связан с магматизмом растяжения в Акитканском поясе с возрастом 1866±6 и 1869±6 млн лет (U-Pb, циркон) [8, 9], и с Кенгурак-Сергачинским габбро-анортозитовым и связанными с ним массивами, датированными как 1866±6 млн лет (U-Pb циркон) в Селенга-Становом супертеррейне Алданского щита [10]. Таким образом, можно предполагать наличие еще одного КМП с возрастом 1870 млн лет в южной части Сибирского кратона.

Восточно-Европейский кратон (Балтика): Башкирский антиклинорий Южного Урала. Кусинский силл, интрудирующий саткинскую формацию, имеет Ar-Ar биотитовое плато с возрастом 1360±9 млн лет, что предполагает его вхождение в машакское магматическое (КМП) событие, возраст которого определяется как по интрузивам в интервале 1395–1350 (например, 1368.4 \pm 6.2 и 1385.3 \pm 1.4 млн лет [11, 12]), так и непосредственно по эффузивам машакской свиты - 1366±12 млн лет [13]. Еще три дайки, которые, возможно, также принадлежат машакскому магматическому событию, имеют нарушенные Ar-Ar спектры с ~1000 млн лет; это омоложение, вероятно, отражает предзильмердак-скую разгерметизацию осадочного бассейна с относительно горячими минерализованными водами. Примерно в том же интервале датируется образование сидеритовых месторождений [14] и некоторые другие события. Кусинский и связанные с ним силлы имеют состав, отличный от главной группы машакских магматических пород [10], что указывает на вероятность участия двух типов магмы (с индивидуальной геологической историей) в Машакском магматическом событии.

Дайка в Инзерском районе получила не вполне точную Ar-Ar датировку ~ 403±17 млн лет, что позволяет предполагать ее связь с широко развитым на Восточно-Европейском кратоне девонским КМП, который включает вулканические породы на Русской платформе, на западном склоне Урала, вдоль Припятско-Донецкого грабена и продукты существенно шелочного магматизма на Кольском полуострове (событие № 45 по [15]).

Использование данных при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия). В Северной Канаде имеются крупнейшие рои даек и связанные с ними комплексы с возрастом 1870–1880 (U-Pb) и 1750–1740 млн лет (U-Pb), которые коррелируются с выделенными нами КМП на юге Сибирского кратона. Таким образом, наши новые Ar-Ar данные по Сибири подтверждают правильность помещения кратона Южной Сибири рядом с Северной Лаврентией в палеопротерозое.

Как уже упоминалось, магматизм, близкий по времени к 1385 млн лет, присутствует и на юго-востоке Восточно-Европейского кратона (машакское магматическое событие), и на севере Сибирского кратона (Чиересские дайки Анабарского щита). Вместе с тем, долерито-базальтовый магматизм этого возраста известен также в западной Лаврентии (силлы/вулканиты Харт Ривер и силлы Сэлмон Ривер Арч), в северовосточной Лаврентии (силлы Мидсоммерсо и вулканиты Зиг-Заг-Дал Гренландии), в Антарктиде (дайки Вестфолд Хиллз), а также на кратонах Конго и Калахари [15, 16]. Представляется, что это было глобальное событие, возможно, вызванное суперплюмом, который был связан с раскалыванием суперконтинента Нуна (Коламбия). Имеется по крайней мере три отчетливые узла (мантийные плюмы?) магматизма с возрастом ~1385 млн лет [16], и именно в западной и северо-восточной Лаврентии. Правдоподобная палеоконтинентальная реконструкция связывает магматизм с возрастом ~1385 млн лет на Восточно-Европейском и Сибирском кратонах с узлом на северо-восточной Лаврентии (в Гренландии).

Литература

1. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.

2. Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Tomshin M.D. Late Precambrian dyke swarms of the Anabar Massif, Siberian Platform, USSR // Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms / Eds.: A.J. Parker, P.C. Rickwood, D.H. Tucker. Rotterdam; Balkema, 1990. P. 529–533.

3. Veselovsky R.V., Petrov P.Yu., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A., Pavlov V.E. New Paleomagnetic and Isotopic Data on the Mesoproterozoic Igneous Complex on the Northern Slope of the Anabar Massif // Trans. (Doklady) Rus. Acad. Sci., Earth Sci. Section. 2006. V. 411 (8). P. 1190–1194.

4. Okrugin A.V., Beryozkin V.L., Oleinikov B.V., Savvinov V.T. Late Precambrian dyke swarms of the Aldan Shield, Siberian platform. p. 50: Program and Abstracts for «Third International Dyke Conference» / Eds.: A. Agnon, G. Baer. September 4–8, 1995, Jerusalem, Israel.

5. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A.* Signature of Precambrian extension events in the southern Siberian craton // Rus. Geol. and Geophys. 2007. V. 48. P. 17–31.

6. *Bibikova E.V., Gracheva T.V., Kozakov I.K., Plotkina Yu.V.* U-Pb age of hypersthene granites (kuzeevites) of the Angara-Kan protrusion (Yenisei Range) // Ibid. 2001. V. 42 (5). P. 823–827.

7. Larin A.M., Amelin Yu.V, Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // Annales de Academia Brasiliana Ciencias. 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.

8. Neymark L.A., Larin A.M., Yakovleva S.Z., Sryvtsev N.A., Buldugerov V.V. New data on the age of units of the Akitkan series of the Baikal-Patom folded region, according to the results of U-Pb dating of zircons // Doklady Earth Sci. 1991. V. 320(1). P. 182–186.

9. Larin A.M., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovalenko V.I., Rytsk E.Yu., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., Kovach V.P., Bukdugerov V.V., Sryvtsev N.A. The North Baikal volcanoplutonic belt: age, formation, duration and tectonic setting // Ibid. 2003. V. 392. P. 963.

10. Buchko I.V., Sal'nikova Ye.B., Kotov A.B. et al. Paleoproterozoic gabbroanorthosites of the Selenga-Stanovoi Superterrane, southern framing of the Siberian craton // Trans. (Doklady) Rus. Acad. Sci., Earth Sci. Section. 2006. V. 407 (3). P. 372–375.

11. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern marign of the East European craton, southern Urals, Russia // Геол. Сб. N 5. ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119–161.

12. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Машакское рифтогенное событие Рифейского типового региона (Южный Урал): Новая изотопно-геохронологическая основа // Структура, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 305–307.

13. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлоа В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геол. сб. № 6. ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 3–4.

14. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

15. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Large mafic magamtic events through time and links to mantle-plume heads // Mantle Plumes: Their Identification Through Time / Eds.: R.E. Ernst, K.L. Buchan. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 352. 2001. P. 483–575.

16. *Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X.* Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. Precambrian Research (in press).

А.Н. Эсминцев¹

Тепловая машина Земля работает по циклу Карно

Термину «тепловая машина Земля» геологи обязаны, вероятно, Н.И. Николаеву [1], но наиболее часто встречается он у О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [3]. Понимание планетарного тела как действующего теплового механизма создает концептуальную определенность в геодинамике и дает новое понимание геологической истории как процесса энерговыделения [5].

¹ Институт геологических наук (ИГН) им. К.И. Сатпаева, Алматы, Казахстан

Периодическая тектономагматическая активность Земли и представление о ее недрах, разогретых до высоких температур, естественным образом позволяют их сравнивать с работой технических тепловых устройств (паровые машины, двигатели внутреннего сгорания, реактивные двигатели, холодильники и т.д.). В основах термодинамики для всех них имеется единая форма представления – цикл Карно.

Очертания цикла Карно для каждого устройства – свои неповторимые, это же относится и к данному случаю. На рис. 1 представлена про-стейшая модель диаграммы в координатах (P, V), где P – давление, V – удельный объем. Диаграмма отображает возможные преобразования в ветвях конвективной ячеи в мантии. Согласно рис. 2 таких ветвей четы-ре: 1–2 – нисходящая (субдукция), 2–3 – слой D" на границе ядра и мантии, 3-4 – рифтовая вертикаль в срединно-океаническом хребте, 4-1 – спрединг океанического дна в условиях литосферы. На этом замыкается круг конвективного обращения, в котором горная масса претерпевает некоторые процессы в силу PVT – условий, которые она проходит (где T – температура, К).

Начало цикла в субдукции (1-2). Энергия процесса субдукции в гравитационной нестабильности холодной и тяжелой океанической коры, в которой базальтовый слой на глубинах >60 км перекристаллизовывается в эклогиты (по А. Рингвуду, 1984 г.). Эклогиты создают тяжелую избыточную массу, тонущую в мантии и увлекающую за собой всю ветвь субдукции. В переходном слое (400–600 км) оливин перестраивается в шпинелевую структуру, глубже – в гранатовую; пироксены перестраиваются в ильменитовую структуру, а в нижней мантии – в структуру плюмбата стронция. На диаграмме эти моменты показаны как скачки фазовых переходов по объему в сторону уплотнения. Суммарное уплотнение, достигаемое по горной массе в нижней мантии, согласно А. Рингву-ду, – 25% [2]. Уплотнение здесь – неупругое сжатие твердого вещества в фазовых переходах. Оно вызывает весьма значительный рост температуфазовых переходах. Оно вызывает весьма значительный рост температу-ры. При этом погружение происходит навстречу тепловому потоку, кото-рый задерживает и в некоторой мере возвращает его обратно, в слой D". В этом слое, по разным оценкам, температуры равен 2600–3900 К. Энергия компенсации гравитационной нестабильности, согласно О.Сорохтину – С.Ушакову [3], составляет около 70 % энергетического

баланса Земли.

В субдукции из океанической коры в глубины увлекается значительное количество воды газов и некогерентных элементов, не входящих стехиометрически в породообразующие минералы. Около 90% этой фазы выдавливается температурами и давлениями с глубин эклогитизации в островодужные процессы. Как теплоноситель эта фаза генерирует ост-



Рис. 1. Диаграмма цикла Карно для тепловой машины Земли



Рис. 2. Схема конвективного обращения в мантии Пояснение см. в тексте

роводужный вулканизм. Но ~ 10% флюидной фазы увлекается на глубины, и ее некоторая часть достигает слоя D".

В цикле Карно эта ветвь (1–2) представлена в адиабатическом процессе, без теплообмена, с накоплением тепла.

Слой D" – полужидкая масса, плавающая на таком же полужидком внешнем ядре. Их жидкости не смешиваются, как масло на воде. Слой D" представлен уже сложными и простыми оксидами, на которые пиро-

литически распадаются силикатные минералы на этой глубине и в этих температурных условиях. Здесь же постепенно накапливается флюидная фаза. Вода как химические соединение распадается еще на глубинах около 150 км, на границе условий своего существования. В глубинах мантии вода присутствует только потенциально, как газовая фаза (смесь H^+ , O^-- , OH⁻). Но виртуальная вода как мгновенное соединение в полную молекулу и с последующим распадам существует всегда и создает свое парциальное давление.

Ную молекулу и с последующим распадам существует всегда и создает свое парциальное давление.
В слое D" – процесс изотермический, без изменения температуры.
Полужидкий слой D" легко растекается по сфере железного ядра, в связи с чем постоянно меняется форма земного геоида. Из числа оксидов – SiO₂, Na₂O, K₂O, MgO, CaO, FeO, MnO и т.д. – часть тяжелых оксидов медленно сепарируется в ядро, легкие остаются на плаву. В этом состоит концепция роста железного ядра в планетарных процессах. Накопление флюидной фазы в слое D" создает давление, приподнимающее всю мантию до нарастания земного радиуса на ~ 1% (60 км).

Нарастание давления и расширение фигуры Земли происходят до тех пор, пока механическая прочность мантии оказывает достаточное сопротивление. Но в самых слабых ее местах – в срединно-океанических рифтовых вертикалях со временем начинается прорыв вверх горячих легких пузырей – плюмов (3–4). Колонны легких плюмов создают восходящие тяговое усилие, поддерживающее в балансе сил с утопанием тяжелых масс в нисходящей ветви – в конвективном обращении всей мантии.

щие тяговое усилие, поддерживающее в балансе сил с утопанием тяжелых масс в нисходящей ветви – в конвективном обращении всей мантии. Процесс адиабатический (3–4), соответствующий рабочему ходу в двигателе внутреннего сгорании. В нем в обратном порядке происходит скачкообразная перестройка силикатных минералов от «плюмбата стронция» до «нормального оливина». Эти процессы эндотермические с поглощением значительной тепловой энергии. В рифтовых вертикалях плюмы до рифтовых камер поступают уже значительно остывшими (3900—1500 К). Но во флюидной фазе кислород и водород вступают обратно в водное соединение с выделением больших количеств тепла (32000 ккал/кг). Выделение тепла повышает температуру рифтовой камеры, а присутствие воды снижает температуры плавления горной массы. Горячая магма быстро дифференцируется по составу на дуниты-гарцбургиты и толеиты и андезито-дациты. Парогазовая смесь генерирует активный вулканизм СОХ по механизму, подобному островодужному.

Спрединг – растекание новообразованной океанической коры в стороны от СОХ (4–1) происходит в условиях океанической коры, не претерпевающей существенных температурных и барических изменений, в сравнении с мантийными, – изотермический. В представленной модели прослеживается процесс пульсации Земли по А. Ротплетцу – Е. Милановскому. В нем накопление флюидной фазы в слое D" соответствует расширению фигуры Земли на 1% радиуса – рифтовая полуфаза, сброс давлений в восхождении плюмов – орогенная полуфаза. Периодичность полуфаз, в грубых оценках, – по 21 млн лет. Полный цикл – 42 млн лет – элементарный цикл тектоногенеза (ЭТЦ), по Н.В. Логвиненку и др. [6].

В ЭТЦ, в соответствии с теорией колебаний (механика), выделяется четыре тектоноактивные фазы: предрифтовая, рифтовая, предорогенная и орогенная, имеющие глобальное значение. Им соответствуют многочисленные тектонофазы Канона Штилле (таконская, арденнская и т.д.). Но если Г.Штилле считал их только орогенными, то в данном представлении тектонофазы идентифицируются с их механизмами в фазах пульсаций – эпохи растяжения литосферы, сжатия; и фазы энергичной перестройки векторов полей напряжений в литосфере – предрифтовая и предорогенная. При этом последние две по энерговыделению в литосфере превосходят рифтовую и орогенную как пики кинетических процессов [5, 7]. В нашей модели периодичность тектонофаз – 10.5 млн лет.

В.Е. Хаин построил соподчиненность геотектонических фаз и циклов [4]. Согласно его схеме, выделяются циклы (фазы) Штилле (35–40 млн лет), которые составляют циклы Бертрана (байкальский, каледонский, герцинский, 170±10 млн лет). Циклы Бертрана входят в состав циклов Вилсона (650–680 млн лет).

В нашем представлении, ЭТЦ (42 млн лет), или фазы Штилле, являются фазами циклов Бертрана более низкой гармоники (170 : 42= 4). Цикл Вилсона – цикл между распадом одного суперконтинента до распада следующего (например, от Родинии – 980 млн лет до Пангеи – 200 млн лет). Длительность цикла Вилсона 780–800 млн лет, по [3]. Циклы Бертрана не вписываются четным образом в циклы Вилсона, поскольку те и другие генерируются разными геодинамическими механизмами.

В отличие от программ астрогеологов, находящих причины тектонических событий на галактических орбитах Солнца, мы считаем, что, кроме лунно-приливных явлений в литосфере, космические причины тектоники исчезающее малы. Не отрицая полностью и галактические процессы, полагаем, что их вклад в энергетику Земли составляет доли процента. Наиболее значимые физические эффекты – релятивистские. Галактика движется в межгалактическом пространстве почти плоско, со скоростью 600 км/с. Солнечная система имеет орбитальную скорость около 250 км/с. Сложение векторов скоростей относительно межгалактического пространства в набегающей и убегающей ветвях орбиты Солнца создает разницу в абсолютных скоростях около 400 км/с. Дефекты масс Земли в набегающей и убегающей ветвях создают разницу в гравитационном потенциале, вероятно, в первые несколько миллигал, что для тектоники, на наш взгляд, не столь значительно. Причины планетарной тектоники в основном эндогенные.

Литература

1. *Николаев Н.И*. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988.

2. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981.

3. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002.

4. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 403–424.

5. Эсминцев А.Н. Вопросы энергетики тектонических процессов: Энерговыделение / Изв. НАН РК. Сер. геол. 2005. № 4. С. 73–94.

6. Эсминцев А.Н. Цикличность и пульсации Земли // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М., 2006. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).

7. Эсминцев А.Н. Вопросы энергетики тектонических процессов: Результаты энерговыделения / Изв. НАН РК. Сер. геол. 2006. № 4. С. 50–61.

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин¹

Амфиболиты в офиолитовых комплексах северо-западной окраины Тихого океана

Изучались амфиболиты и амфиболитизированные породы в офиолитовых комплексах Корякского (Майницкая, Алькатваамская и Эконайская структурные зоны) и Олюторского хребтов, Вывенско-Ватынской зоны, Камчатского мыса и хребта Кумроч (Камчатка), а также востока Сахалина. Формирование рассматриваемых офиолитовых комплексов реконструируется в широком возрастном интервале (верхняя юра – верхний мел) в обстановке активных континентальных окраин [6, 7]. Исследования включали детальный разбор геологических условий нахождения амфиболитов и амфиболитизированных пород, минералогопетрографическое восстановление полистадийной истории метаморфиз-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

ма, оценки Р-Т условий амфиболитизации по существующим геотермометрам и геобарометрам [2, 5]. Названия роговых обманок приводятся по классификации Б.Е. Лика [13]. По совокупности геологических, петрографических, минералогических данных амфиболиты объединены в два основных генетических типа: термальный и динамотермальный.

Термальные амфиболиты прослеживаются в нерассланцованных комплексах параллельных даек, сформированных в процессе подъема офиолитового диапира в зоне перехода примитивная островная дуга – желоб [12]. Этот комплекс наиболее типично представлен на п-ове Шмидта (Северный Сахалин), состоит из пакетов полудаек двух серий (генераций) мощностью до 25, реже до 50 м. Пакеты примыкают или за-ключены в габброиды сложного состава: двупироксеновые габбро, габбродиабазы, габбропегматиты, неодинаково и неравномерно измененные. Пакеты полудаек первой серии, вложенных одна в другую, ориентированы субвертикально. Часть из них оканчивается в блоках амфиболитов размером до 5х10 м [10]. В этом случае постепенно на разных уровнях исчезают зоны закалки полудаек и структура дайкового пакета становится неразличимой. Полудайки второй генерации извилистой формы, также вложенные одна в другую, секут первые и выполаживаются по восстанию. Из дайковых пород интенсивной амфиболитизации подверглись полудайки первой генерации, в то время как для полудаек второй генерации характерно сохранение магматических структур и неизменных клинопироксенов. Формирование габброамфиболитов и амфиболи-тов за счет вмещающих габброидов связано с высокотемпературной перекристаллизацией автометаморфически измененных двупироксеновых габбро и габбродиабазов под влиянием тепла и флюидов, связанных с неоднократным внедрением основной магмы, сформировавшей пакеты полудаек диабазов.

Термальная амфиболитизация характерна также для пород полосчатого комплекса. Образование роговых обманок в этих породах прослеживается от автометаморфической и высокотемпературной контактовореакционной стадий до этапа амфиболитизации с перекристаллизацией пород, которая была связана с внедрением даек и пакетов полудаек, ориентированных вдоль полосчатости. С формированием дайковых серий связана неравномерная (при наличии участков реликтовой бластогаббровой структуры) амфиболитизация габброноритов, пироксенитов и особенно крупнокристаллических габбропегматитов. В составе амфиболов этой стадии, помимо магнезиальных и актинолитовых роговых обманок, характерных для апогаббровых и аподиабазовых амфиболитов, присутствует эденит. На Сахалине, Камчатке и в Корякском хребте выявлены дайки и пакеты полудаек, внедренные в серпентинизированные массивные гарцбургиты дунит-гарцбургитового комплекса. В кавитационных полостях краевых частей (эндозоны) даек и полудаек в связи с экранированием (физическим и химическим) флюидов серпентинитами в условиях повышенного давления флюидов сформировалась минеральная ассоциация, состоящая из биотита, хлорита, пумпеллиита. В центральных частях образовались габброамфиболиты и амфиболиты.

Гральных частях образовались гаоброамфиоблиты и амфиоблиты. Геологическая ситуация формирования *динамотермальных амфибо-литов* детально прослежена для массива габброидов на левобережье р. Каутаям, находящегося в Россомашинском серпентинитовом меланже Корякского хребта [9]. Амфиболиты, амфиболовые сланцы и филлониты залегают здесь в зонах рассланцевания и послойного нарушения пород, связанных с деформациями сдвига и скольжения, которые реализовались в условиях температур от высокой ступени амфиболитовой фации (670°С) до зеленосланцевой (450°С). Мощность зон изменяется – от 20 до 500 м, уменьшаясь в случае наложенных деформаций. Составной частью этих зон являются полосы разлинзованного дайкового комплекса разной мощности – от нескольких до 500 м, часто с линзами плагиогра-нитов. Эти полосы тектонически граничат с рассланцованными и раз-линзованными породами полосчатого, ультрабазитового или вулканогенно-осадочного комплексов. Линзы амфиболитов с ориентированными текстурами наблюдаются также в габброноритах и габбропироксенитах. Главная роль в их составе принадлежит магнезиальным роговым обманкам. В случае контакта дайкового и полосчатого комплексов с эфобманкам. В случае контакта даикового и полосчатого комплексов с эф-фузивными и вулканогенно-осадочными комплексами формируются амфиболовые сланцы, в том числе содержащие магнезиорибекит или амфиболовые филлониты с магнезиальной и (или) актинолитовой рого-вой обманкой. Для рассланцованного полосчатого комплекса характер-ны амфиболовые филлониты с магнезиальными роговыми обманками и порфиробластами низкомагнезиального (9% пиропового компонента) альмандина, сформированные за счет гранатовых (пироп-альмандиновых) амфиболитов.

В составе амфиболитов, драгированных с хребта Ширшова, установлены также два типа: а) сформированные при высоких температурах (670–675°С) и давлениях ниже 5 кбар; б) то же, при более низких температурах (550–615°С), но давлениях выше 5 кбар. Для первых характерны эденит и железисто-паргаситовая роговая обманка, для вторых – магнезиальные роговые обманки. Они характеризуются одновременно повышенным содержанием титана (до 0.20 формульных единиц и щелочей – до 0.8 ф.е.). Комплекс петрографо-минералогических и петрогеохимических данных свидетельствует об образовании амфиболитов за счет как пироксеновых габбро, так и плагиоклазово-пироксеновых бластомило-
нитов при условии привноса щелочей и титана флюидами, связанными с формированием дайково-силлового комплекса за счет субщелочей магмы. Таким образом амфиболиты северо-западной активной окраины Ти-хого океана пространственно и генетически связаны с дайковыми или дайково-силловыми комплексами. Присутствие дайковых тел диабазов установлено в комплексах, рассматриваемых как динамотермальные ореолы, в частности, в офиолитовой ассоциации Бей-оф-Айлендс, ком-плексов Динарид и Кемпирсайского [12, 14, 4]. Дайки диабазов и габбро, в разной мере тектонизированные и амфиболитизированные, прослежены также в зонах амфиболитов, окружающих Хабарнинский и Войкар-ский ультрабазитовые массивы [1, 8]. Амфиболитизированные долеритовые силлы известны в разрезах динамотермальных ореолов на островах северной части Калимантана и на Филиппинах [3].

Полудайки п-ова Шмидта, генетически связанные с формированием термальных амфиболитов, по геологическому положению и петрохимическому составу тяготеют к породам бонинитовой серии и совпадают с переходными типами толеитовых базальтов, характерными для фронтальных частей энсиматических островных дуг и внутренних частей глубоководных желобов, маркирующими выходы сейсмофокальной зоны [10]. Характерной особенностью магмы, породившей эти породы, является высокая насыщенность флюидами. Высокие содержания флюидов в дайковых диабазах явились причиной флюидного метаморфизма и амфиболитизации этих пород. Другой тип дайковых пород офиолитовых ассоциаций северо-западного обрамления Тихого океана офиолитовых ассоциации северо-западного обрамления тихого оксана представлен субщелочными диабазами и габброидами, близкими по со-держанию и соотношению основных петрогенных элементов к субще-лочным и щелочным базальтоидам океанических поднятий, например, Гавайских островов [10]. В офиолитовых ассоциациях они встречаются редко, в виде небольших блоков в меланже или в протрузиях серпентинитов. Субщелочные диабазы с отчетливо различимыми зонами закалки драгированы вместе с амфиболитами с хребта Ширшова.

В целом, амфиболитизация пород в структурах северо-западной активной окраины Тихого океана связана с длительным формированием и деформациями дайковых серий в составе плутонических ассоциаций, имеющих разную генетическую природу. Термальная амфиболитизация осуществлялась локально за счет тепла и флюидов, связанных с внедрением пакетов полудаек или роев даек при формировании офиолитового диапира в зоне перехода примитивная островная дуга – желоб (п-ов Шмидта). Для рассматриваемого динамотермального комплекса амфиболитов реконструируется полистадийная история формирования, которая, судя по относительно-высокотемпературным (600-700°С) и высокобарическим (P>5 кбар) условиям метаморфизма, начиналась в глубинных слоях коры активных окраин, возможно, над сейсмофокальной зоной, и была связана с расслоением и тектоническим скучиванием океанических и островодужных комплексов развитой (хребет Кумроч) и зрелой (Россомашинский меланж) островных дуг.

Дайково-силловый комплекс с субщелочными долеритами и диабазами был сформирован в пределах океанических поднятий, отделенных впоследствии от океана островной дугой, как это можно предполагать для хребта Ширшова. В поздние этапы становления офиолитов эти комплексы могли быть разрушены при аккреции и поэтому встречаются в офиолитовых ассоциациях в виде разрозненных небольших блоков.

Литература

1. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов, М.: Наука, 1984. 229 с.

2. Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. ВМО. Сер. 2. 1968. Ч. 97, вып. 1. С. 15–23.

3. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 256 с.

4. Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 25–37.

5. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Недра, 1980. 391 с.

6. Рождественский В.С, Речкин А.Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 40–44.

7. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 148–188.

8. Соболев С.Ф., Панеях Н.А. Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабарнинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 53–68.

9. Юркова Р.М., Пейве А.А., Каледа К.Г., Казимиров А.Д. Метаморфические изменения габброидов при формировании субконтинентальной коры Корякского хребта // Геотектоника. 1984. № 6. С. 66–83.

10. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.

11. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67. 12. *Girardeau J., Mevet C.* Amfibolitized sheared from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust: Bay of Islands, Newfaundland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 61, N 2. P. 151-165.

13. Leake B.E. Amphibole nomenclature // Amer. Miner. 1978. V. 63. P. 1023-1032.

14. *Pamic J., Scavnicar S., Medjimores S.* Mineral assemblages of amphibolites associated with alpine – type ultramafics in the Dinaride ophiolite zone (Yugoslavia) // J. Petrol. 1973. V. 14. P. 133–157.

А.А. Юшин¹

Геохимия платиновых металлов в ультрабазитах как показатель региональной специфики мантийно-коровых взаимодействий

Общепризнано, что комплексы мафитовых и ультрамафитовых ассоциаций пород, в тех или иных количествах, формах нахождения и вариациях составов присутствующие в разновозразстных докембрийских формациях, сохраняют важную информацию об эволюции мантийнокоровых взаимодействий как в глобальном, так и в региональном аспектах. Однако интерпретация результатов исследований осложняется противоречивостью современных геодинамических построений. Например, известные модели спрединга, субдукции и перманентного наращивания земной коры остаются в ранге предположений, очень слабо обоснованных и многими отвергаемых. Так, уже только присутствие в СОХ (именно в COX) Атлантики блоков пород с протерозойским (~ 1 млрд лет) возрастом отрицает гипотезу спрединга, детальные геофизические исследования не выявляют в основе современной океанической коры массового накопления ультрамафитов, предсказываемого плитовой тектоникой. А субдукция остается, может быть, и красивой, но далеко не самой обоснованной гипотезой.

Естественно, что глобальный аспект не может иметь удовлетворительных решений без достаточно полного и объективного для каждого региона решения вопросов временной последовательности внедрения ультрамафит-мафитовых ассоциаций, системных и достаточно обоснованных оценок исходного состава продуцирующих их расплавов и суб-

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) им. Н.П. Семененко НАН Украины, Киев, Украина

страта, подвергшегося плавлению. На недостаточность таких системных региональных исследований указывали многие исследователи (например, A.Arndt и D.Naldrett, 1997; и др.).

Очевидно, что вопрос не должен сводиться только к оценкам условий перераспределения и концентрирования отдельных платиновых металлов в процессах глубинной или кристаллизационной дифференциации расплавов – такие процессы достаточно надежно смоделированы [3, 4]. Однако существующие модели не объясняют причин локального распределения платинометальных рудных районов и известных межрегиональных различий их состава. Эти несоответствия наиболее отчетливо проявляются в геохимии платиновых металлов ультраосновных пород, что изучалось нами на примере ультрабазит-базитовых формаций Украинского щита (УЩ [7, 8]).

Широко распространенные в докембрии УЩ ультрабазит-базитовые формации всегда привлекали внимание исследователей, однако большинство вопросов их геолого-генетической классификации до последнего времени остаются остро дискуссионными. При этом особенно проблематичными выглядят классификации ультраосновных пород. Действительно, именно ультраосновные породы как один из крайних компонентов расплавных систем могут дать нам ценную информацию о исходном субстрате и условиях плавления, последовательной дифференциации расплавов, а отсюда – о главных этапах эволюции магматизма в регионе. Приводимые в ряде публикаций и оригинальные данные по геохимии рудных элементов (прежде всего – группы железа и группы платины, являющихся когерентными элементами для ультрабазитов) позволили нам подойти к вопросам классификации с несколько иных, чем ранее, позиций. Полученные за последние годы определения всего спектра ЭПГ выявляют значительное разнообразие ультрабазит-базитовых комплексов УЩ, зачастую не соответствующее петрохимическим классификациям:

– весьма контрастное распределение Cr, Ti, V и ЭПГ (с преобладанием Ir) отмечается в разрезах архейских ультрабазитов (в том числе и относимых к коматиитам) Сурской ЗКС;

– довольно контрастные горизонты с повышенными концентрациями Рt и Pd в ассоциации с аномалиями Cr, иногда – Ir, трассируются в разрезах ультраосновных массивов Конкской и некоторых других ЗКС Среднего Приднепровья;

– Pt-Pd геохимическая специализация присуща многочисленным телам высокомагнезиальных ультрабазитов с акцессорной хромитовой минерализацией Среднего Побужья; однако существенно Os-Ir-Ru специализация хромитовых руд Капитановского массива сближает их с хромититами Кемпирсайского и аналогичных массивов (Поповченко, 2001 г., Юшин, 2002 г.);

– геохимические аномалии Pt и Pd в ассоциации с хромом фиксируются во многих ксенолитах архейских ультрабазитов сабаровского комплекса в Побужье и некоторых разрезов западно-приазовской серии, в обогащенных хромитом разностях пород «талькового горизонта» Криворожья и серпентинитах ядра Белозерской ЗКС, ультраосновных дайках Девладовской группы; следует отметить, что в единичных пробах высокожелезистых ультрабазитов Криворожья фиксировалось и присутствие весовых количеств иридосминовой минерализации;

– в телах архейских ультрабазитов Александровской и Софиевской структур Среднего Приднепровья фиксируются Pt-Rh и, отдельно от них, Ir геохимические аномалии;

– повышенные концентрации Pt, Pd и Rh характерны также для ультраосновных с титановой специализацией разностей пород зональных щелочно-ультраосновных комплексов УЩ;

– в кимберлитах и кимберлитоподобных породах Приазовского блока, в отличие от кимберлитов Южной Африки и Якутии, отмечается преобладание редких ЭПГ.

Полученные данные выявляют более широкое, чем считалось ранее, разнообразие ультраосновных пород УЩ, обусловленное переменным составом расплавов (соответствующих условиям плавления и составу исходного субстрата). Значительная пестрота геохимических параметров характерна даже для пространственно сближенных (иногда – и сопряженных) разновозрастных (архейских, раннепротерозойских и др.) ультрабазит-базитовых комплексов [8]. Т.е. можно, вероятно, говорить о конвергентности процессов формирования массивов ультраосновных пород УЩ расплавами различной глубинности и температур образования, в значительной мере утративших рудные компоненты еще на стадиях докамерной дифференциации. Таким образом, среди ультрабазитов УЩ различается несколько групп пород с типоморфной Pt, Pt-Pd, Ir-Os-Ru, Rh-Ir, Rh-Ru, Ir геохимической специализацией. Пестрое распределение рудных элементов, Pt, Pd и редких ЭПГ является, вероятно, следствием интенсивной глубинной дифференциации мантийного субстрата начиная с архея, что не совсем согласуется с принятыми для УЩ моделями мантийно-коровых взаимодействий. Не исключено, что именно региональными особенностями составов субстрата, условий плавления образующегося расплава и контролировался уровень рудонасыщенности ультраосновных магм.

В различных моделях мантийно-коровых взаимодействий в целом принимается представление о гетерогенности мантии (как вертикальной,

так и горизонтальной). Но если первая (вертикальная) хоть в каком-то приближении может иметь некоторое соответствие отдельным петрологическим моделям, то горизонтальная практически исключает возможность формирования одинаковых расплавов в разных точках литосферной мантии. Отсюда следует логический вывод, что при равных P-T условиях и доле плавления субстрата в разных блоках коры могут формироваться существенно различающиеся по составу БУБ формации. Следствием этого должно быть проявление межрегиональных (межблоковых) различий в составе и уровне рудоносности ультрабазит-базитовых формаций, что нередко и отмечается.

Но при этом в границах отдельных (чаще – раннедокембрийских) блоков континентальной коры наблюдаются значительные по размерам участки проявлений интенсивного глубинного магматизма и сопряженных с ним рудных скоплений. Для этих районов характерна, с одной стороны, пространственная сопряженность (а возможно, – и генетическая взаимосвязь) алмазоносных кимберлитов, платинометального и никелевого оруденения, а с другой – индивидуальные особенности состава магматических производных и руд, времени и масштабов их проявления, что не укладывается в рамки представлений о единообразном мантийном субстрате. Элементы такой неоднородности были подмечены еще Д Гровсом [9] и некоторыми другими исследователями. Проявления горизонтальной неоднородности позволяют обосновать предположение о том, что в определенных участках земной коры эпизодически возникали гигантские центры эндогенной активности и рудогенеза. Если исходить из предположения о проявлении лунной стадии в развития земной коры, то формирование первичных «океанических» и «континенталь-ных» участков коры произошло, возможно [5], и именно еще до или на этой стадии (около 4 млрд лет тому назад) в составе протомантии могли сохраниться немногочисленные, но достаточно крупные для последующего гравитационного погружения обломки протопланетного вещества. Такие, глобального плана структуры неизбежно должны были развиваться унаследованно, с постепенным погружением обломков (которые и соответствуют фиксирующимся неоднородностям мантии) уже с палеоархея. Именно их гравитационное погружение и могло обеспечить местный нагрев и плавление вещества мантии, локальными особенностями состава которого и контролируются особенности магматизма и металлогении.

Литература

1. Богатиков О.А., Симон А.К., Пухтель И.С. Ранняя кора Земли: геология, петрология, геохимия // Ранняя кора Земли: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991.

2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Фил. «Гео», 2001. 409 с.

3. *Маракушев А.А.* Ранняя кора Земли по данным изучения метеоритов // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991.

4. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Горбачев Н.С., Зотов И.А. Минералогогеохимическая специфика гигантских месторождений хрома и платиновых металлов и проблема глубинности их источников // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 137–160.

5. *Рудник В.А., Соботович Э.В.* Моделирование состава древнейшей литосферы по космогеологическим данным // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991.

6. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.

7. Юшин А.А. Специфика платиноносности докембрийских формаций УЩ и ее значение в прогнозно-металлогенических исследованиях // Труды II междунар. симп. «Золото Сибири и Дальнего Востока». Красноярск, 2001.

8. *Юшин О.О.* Основні результати і напрями досліджень потенційно платинометальних формацій України // Збірн. наук. праць. Київ: УкрДГРІ, 2005.

9. Groves D.I., Susan E.Ho., Nicholas M.S.Rock, Mark E.B., Manreen T.V. Archaean cratons, diamond and platinum: Evidence for compled long-lived crustmantle systems // Econ. Geol. 1987. V. 15, N 9. P. 801–805.

Ф.Л. Яковлев¹

Исследование постскладчатого горообразования – первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа

Проведенное ранее совместное рассмотрение двух видов исходного материала (геологического и геофизического) для вычисления величины укорочения коры Тянь-Шаня и их сравнение дало возможность говорить о двух механизмах горообразования – укорочении и андеплейтинге [3].

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Детальное рассмотрение истории развития рельефа в том же районе показало, что существенное ускорение поднятия в четвертичное время не объясняется только укорочением. Соответственно, заметная часть воздымания интерпретируется процессами петрофизических преобразований пород мантии и коры (их разуплотнением), отстававшими по времени от возможной первопричины – укорочения коры [2]. Указанные работы касались постплатформенного горообразования.

Рассмотрим, как могут интерпретироваться механизмы в регионах постскладчатого горообразования на примере Северо-Западного Кавказа. Для этого используем данные построенной ранее трехмерной трехстадийной модели строения этой структуры [4]. Исходным материалом для нее послужили детальные структурные профили, составленные Т.В. Гиоргобиани и Е.А. Рогожиным (рисунок). В соответствии с методикой построения сбалансированых разрезов по геометрии доменов, 11 профилей были разбиты на 244 домена, в каждом из которых были измерены наклоны осевых плоскостей складок, наклоны зеркала складок и величина сокращения складок (по углу схождения крыльев складок). Восстановление доскладчатого положения всех профилей показало, что величина сокращения менялась от 12 до 52% для профилей в целом. В профилях были выделены 42 структурные ячейки, сокращение которых было тектонически обусловлено и было свободно от влияния дисгармонии (таблица, колонки 1, 2; нумерация ячеек в колонке 9 с севера на юг от «а» до «f»).

Для построения доскладчатой модели этих ячеек использовалась их доскладчатая ширина вдоль линии профиля и доскладчатые мощности осадочного чехла (см. таблицу, колонку 3). Знание величины сокращения позволило вычислить новую вертикальную мощность осадочного чехла для постскладчатой стадии (и до начала горообразования). Исходя из известных взглядов, что предолигоценовая складчатость на Кавказе является основной и сильно опережает собственно воздымание гор (которое фиксируется сарматскими конгломератами), можно найти величину опускания кровли фундамента, которое необходимо для такого сокращения (см. таблицу, колонку 4). Зная разницу в постскладчатой глубине пород, которые сейчас выходят на земную поверхность в ячейке и кровлей фундамента, определяем современную глубину фундамента (см. таблицу, колонку 5). В рамках этой модели амплитуда собственно самого поднятия вычисляется как разница между постскладчатой (доорогенной) глубиной тех пород в ячейке, которые сегодня наблюдаются на дневной поверхности, и высотой местности (см. таблицу, колонку 6). На блок-схеме (см. рисунок, А, Б) показано распределение по структуре Северо-Западного Кавказа этой величины, достигающей местами более 20 км

Основные кинематические параметры структуры Северо-Западного Кавказа, связанные с горообразованием (в пределах изученных ячеек)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сокращение ячейки, %	Современная длина профиля для ячейки, км	Доскладчатая глубина кровли фундамента, км	Постскладчатая глубина кровли фундамента, км	Посторогенная (совр.) глубина фундамента, км	Максимальная величи- на поднятия кровли фундамента, км	Разница (5–3) глубин кровли фундамента, км	Зональность (структур- ное положение ячейки)	Индекс ячейки (номер профиля, а - f- c C на Ю)
-7	14.5	-3.85	-3.6	-3.75	0.34	0.1	1*	1a
38	11.7	-16.95	-27.34	-22.7	5.34	-5.75	2	1b
12	15.4	-16.95	-19.26	-17.09	2.17	-0.14	3*	1c
-10	14.9	-15.2	-13.82	-12.36	1.96	2.85	1*	2a
31	11.1	-16.7	-23.33	-18.81	5.48	-2.11	2	2b
11	10	-17.3	-19.44	-15.93	4.28	1.37	3*	2c
23	10.1	-14.2	-18.44	-16.67	2.29	-2.47	1*	3a
22	10.7	-14.7	-18.85	-12.62	6.82	2.08	1	3b
37	9.6	-17.1	-27.14	-16.82	10.98	0.28	2	3c
36	9.7	-17.1	-26.72	-18.19	8.88	-1.09	2	3d
31	10.8	-17.1	-24.78	-19.05	5.82	-1.95	3	3e
53	4.4	-17.1	-36.38	-31.66	4.84	-14.56	4	3f
2	15.5	-13.35	-13.83	-11.62	3.35	1.73	1*	4a
37	8.7	-16.2	-20.21	-8.68	13.06	7.52	2	4b
25	11.8	-16.2	-21.6	-12.66	10.52	3.55	2	4c
52	4.7	-16.2	-33.75	-20.72	14.68	-4.52	3	4d
52	8	-16.3	-33.97	-27.3	8.16	-11	4	4e
33	9.7	-12.81	-19.12	-11.15	8.57	1.66	1	5a
39	10	-12.81	-21	-7.01	14.56	5.8	2	5b
61	5.9	-12.81	-32.46	-14.23	18.75	-1.42	2	5c
67	4.4	-16.1	-49.79	-26.61	22.58	-10.51	3	5d
60	9.3	-16.1	-40.25	-28.95	11.49	-12.85	3	5e
51	6.1	-11.81	-26.14	-9.42	18.39	2.39	2	6a
51	7.1	-12.31	-25.12	-5.72	21.85	6.6	2	6b
44	7.4	-8.45	-15.09	-4.38	12.4	4.07	2	7a
27	6.3	-11.51	-15.77	-4.58	13.86	6.93	3	7b
34	9.6	-15.1	-22.88	-13.23	10.33	1.87	3	7c
45	7.1	-9.75	-17.73	-6.87	11.42	2.88	3	7d

51	4.5	-9.75	-19.9	-7.73	12.82	2.02	3	7e
46	5.6	-9.11	-16.87	-3.57	13.3	5.54	2	8a
34	7.5	-16.1	-24.39	-12.45	11.95	3.65	2	8b
64	4.6	-16.1	-44.72	-25.09	19.64	-8.99	2	8c
23	9.8	-10.75	-13.96	-7.95	6.01	2.8	5	8d
16	7	-10.75	-12.8	-9.95	2.85	0.8	5*	8e
51	3.2	-8.75	-17.86	-5.55	14.31	3.2	2	9a
31	7.9	-8.55	-12.39	-2.23	12.84	6.32	2	9b
63	3.7	-9.75	-26.35	-15.22	12.63	-5.47	2	10a
35	4.3	-10.75	-16.54	-8.34	9.8	2.41	2	10b
20	5.5	-10.75	-13.44	-6.98	7.9	3.77	3	10c
18	7.3	-7.59	-9.15	-9.15	1.53	-1.56	5*	10d
17	6.3	-7.29	-8.68	-8.64	1.47	-1.35	5*	10e
41	4.9	-8.75	-14.83	-5.44	11.57	3.31	2	11a
								сред-
35	8.3	-13.02	-21.90	-13.03	9.80	-0.01		нее

(при среднем поднятии 9.8 км). Разумеется, речь идет об объемах размытых пород, а не о существовавшем реально рельефе (и об орогенном поднятии кровли фундамента, опущенного на стадии складкообразования на глубину в среднем 22 км). Заметим, что на неотектонической карте [1] показаны на порядок-полпорядка меньшие амплитуды поднятия. Анализ данных показал, что амплитуды поднятия имеют сильную связь с сокращением ячеек (см. рисунок, В).

Если рассматривать другую гипотезу, о соскладчатом воздымании, то указанные цифры будут характеризовать только объемы размытых пород, но общепринятая система высот и возраста поверхностей выравнивания в любом случае потребует ревизии. Подъем кровли фундамента при соскладчатом воздымании подсчитывается как разница колонок 5 и 3 таблицы. Обращает на себя внимание нулевое значение средней разницы глубин (колонка 7) и значительное опускание южного борта структуры Северо-Западного Кавказа в центральном сегменте (до -14.6 км, см. профили 3, 4, 5). Анализ связей показал, что если исключить из рассмотрения некоторые ячейки, принадлежащие слабодеформированным блокам, то величина сокращения будет явно связана с погружением структуры в процессе складкообразования (см. рисунок, Г). Получила также косвенное количественное подтверждение известная эмпирическая закономерность, что более сильное складкообразование чаще испытывают те блоки, которые накопили большую мощность осадков (см. рисунок, Д). Отмечается существенная разница в амплитудах поднятия [1] блока к северу от Главного Кавказского надвига (ГКН) (там, где проявлена предпозднеюрская складчатость) и южных блоков (см. рисунок, Б) – около 4 км и 15–20 км.

Выводы. Отсутствие изгибных деформаций поверхностей выравнивания и ускорение воздымания в плейстоцене показывают, что поднятие не является прямым следствием укорочения. В то же время хорошая корреляция поднятия и соскладчатого укорочения указывает на возможный (и запаздывающий) разогрев и разуплотнение погруженных при складчатости блоков коры как на один из механизмов поднятия. Сложный характер связей параметров опускания, укорочения и воздымания блоков может являться следствием иерархичности и разноглубинности этих процессов. Приведенные материалы указывают также на полезность количественного изучения линейной складчатости для детального исследования процессов горообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 6 Отделения наук о Земле РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Зональность в колонке 8 дана для сопоставления структур и частично совпадает с тектоническими зонами. В последней строке указаны средние значения параметров по колонкам.

Литература

1. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М-б 1:500000 / Ред. Н.И. Николаев. М.: Аэрогеология: Изд-во МГУ, 1978.

2. Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Артюшков Е.В., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Возрастание скорости новейшего горообразования в позднем плиоцене-квартере и его причины (на примере Центрального Тянь-Шаня) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: В 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 315–319. (Материалы XXXIX Тектонич. совещ.; Т. 2).

3. Яковлев Ф.Л., Юнга С.Л. Оценки сокращения земной коры при горообразовании на примере Памиро-Тяньшаньского и Алтае-Монгольского региона // Рос. журн. наук о Земле. 2001. Т. 3, № 5. http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes_r00.htm

4. *Yakovlev F*. Common principles of construction of 3D structural model for sedimentary cover of the hinterland part of a thrust-folded belt and the results of its first application to the North-West Caucasus // EGU April 2007, Vienna. Abstracts. EGU2007-A-09726.

Блокния амплитуд поднятия схематическая увеличение матических параметров столбчатые поднятия для ячеек при масштаба см. таблицу): 1 – неоген- отложения верхней юры, мела и палеогена; 3 (севернее Кавказского надвига, ГКН, – включая диаграмма распределе-CeBepoкарактер связей кинесеологическая карта. Показаны структурные передүтицима четвертичные отложения; более древние породы). Б – нижней Западного Кавказа структурных ячеек структуре средней юры вертикального отложения Рисунок. И двукратном циаграммы Лавного сечения 011



стая линия). В, Г, Д – диаграммы рассеяния кинематических параметров. Приведены коэффициенты корреляции и уравнения врезка карты, на которой показаны амплитуды поднятия для пересечений № 6, 9, 11 и поднятия блока севернее ГКН (прерыви-На Г и Д: 1 – ячейки, имеющие слабую деформацию, которые были исключены из выборки при расчете регрессии (отмечены оегрессии параметров. На В: 1-5 значки для условных зон в пересечениях, с севера на юг (приведены в колонке 8, см. таблицу) звездочкой в колонке 8, см. таблицу); 2 – остальные ячейки

515

О диагностике деформированного состояния крыльев разломов и их внутренней зоны по типам вторичных нарушений

При изучении сдвиговых зон основной интерес вызывает восстановление полей напряжений и то, как они выражаются в появлении вторичных структур. Соответственно наличие известных типов вторичных структур в экспериментах и в природных структурах используется для интерпретации напряженного состояния общей структуры (см. работы С.И. Шермана, К.Ж. Семинского, С.А. Борнякова, Л.М. Расцветаева, А.В. Михайловой, Ю.Л. Ребецкого и др.). В целом исследователи ограничиваются представлениями об отсутствии существенных деформаций среды как самой зоны, так и ее крыльев, оставаясь, тем самым, в рамках исследования только полей напряжения. Развивая намеченный ранее [3] подход к совместному рассмотрению полей напряжений и полей деформаций в сочетании с анализом развития вторичных нарушений в окрестностях единичного разлома, рассмотрим, каким условиям возникновения деформаций отвечают парагенезы тех или иных вторичных нарушений. Такой анализ деформаций, как предполагается, позволит уточнять условия возникновения структур.

В качестве исходной модели (рисунок, А) рассмотрим общую схему вторичных нарушений в зоне сдвига [2], на которой представлено (как декларировано) поле напряжения при кинематическом простом сдвиге. Все вторичные нарушения здесь собраны в одном рисунке; при этом детального рассмотрения, в каком поле они проявлены, не делалось. С нашей точки зрения для двумерного случая в целом (напряженное состояние чистого сдвига в плоскости рисунка – средняя ось, перпендикулярная этой плоскости, является нейтральной) должны быть развиты трещины растяжения «е», системы вторичных сдвигов «R» и «R'»; «Х» и «Р» (попарные, 30 и 60° к оси сжатия), «У» (одиночные, магистральные трещины), а также стилолиты «St» и кливаж «S₁». Остальные структуры (складки «f», надвиги «t» и сбросы «n») могут появиться в том случае, когда средняя ось не является нулевой, т.е. напряженное состояние не является чистым сдвигом. Теперь представим себе, что в пределах исследуемого участка зоны развиты заметные деформации и возникшие амплитуды смещений являются существенными. Сразу можно сказать, что если возникают деформации по средней оси (перпендикулярно

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия



Рисунок. Вторичные нарушения в зоне сдвигания при анализе поля напряжений и деформационных обстановок

A – компилятивная диаграмма, иллюстрирующая эшелонированные структуры, характерные для сдвиговой зоны при развитии правого простого сдвига (по [2]), пояснения см. в тексте; Б – вторичные нарушения для обстановки удлинения вдоль зоны сдвигания; В – вторичные нарушения для обстановки укорочения вдоль зоны сдвигания; Г – стилолитовые швы как индикаторы обстановки уменьшения объема зоны сдвигания; Д – трещины отрыва как индикаторы обстановки увеличения объема зоны сдвигания; Е – интерпретация деформационных обстановок ареалов распространения трещин двух типов вдоль зоны сдвигания при эксперименте (по С.Стоянову, с изменениями): а – стрелками показаны обстановки укорочения и удлинения

плоскости рисунка), то должны развиваться складки «f» и надвиги «t» (удлинение по средней оси) или сбросы «n» (укорочение). Совместное существование этих двух групп маловероятно. Рассмотрим для двумерного случая эффекты увеличения или уменьшения ширины зоны, увеличения или уменьшения ширины зоны, увеличения или уменьшения фокса (и крыла разрыва, что то же самое), а также увеличения или уменьшения объема участка зоны. Заметим, что такой случай в самом общем виде рассматривался, например, М.В. Гзовским, который показывал разнонаправленные движения по сопряженным трещинам скалывания в условиях дополнительного сжатия и растяжения (см. [1, рис. 31]).

Проанализируем, какие структуры возникают в указанных случаях (см. рисунок, Б–Д). Начнем с самого распространенного типа – с трещин Риделя «**R**». При смещении по серии этих трещин будет уменьшаться мощность зоны, что при неизменности объема будет приводить к увеличению ее длины. Такой же эффект должен быть для трещин «**X**». Эти структуры («**R**» и «**X**») в смысле возникающих деформаций являются парными. Сопряженные трещины Риделя «**R**'» (по полю напряжений, к «**R**»-типу) приводят к увеличению мощности зоны и к ее укорочению. Этими же свойствами обладают трещины «**P**». Таким образом трещины «**R**'» и «**P**» также являются парными в отношении возникающей деформации зоны разрыва. Трещины «**Y**» не приводят к изменению длины и ширины зоны. При уменьшении объема образуются стилолитовые швы «**St**» (растворение кальцита под давлением), при увеличении – трещины растяжения «**e**» (переотложение в трещинах отрыва).

Попробуем применить полученные правила для деформационного анализа некоторых стандартных структур. 1. В экспериментах по моделированию вторичных трещин в зонах сдвига обычно возникает чередование участков трещин «**R**» и «**R**'», что обычно остается без объяснения (см. рисунок, Е). Предлагаемый подход позволяет интерпретировать это явление как возникающее чередование участков растяжения и сжатия вдоль простирания всей зоны (и соответственно сжатия и растяжения поперек нее). Как это выражается в локальном поле напряжений – изменениями в ориентировке осей или в коэффициенте Лоде-Надаи, пока неясно. 2. Для единичного сдвига характерны накрест лежащие участки сокращения и удлинения материала у концевых участков сдвига. В соответствии с предлагаемой схемой растяжение вдоль разрыва будет сопровождаться появлением трещин «**R**», а по другую сторону основного разрыва возникнут трещины «**P**»-типа. Отклонение тех и других в разные стороны от линии основного разрыва на 20–25° даст известную структуру «елочки, веера», а в случае развития только трещин «**R**» — «конского хвоста». 3. Рассматривая оползни и покровы по частям, следует разделять их тыловую часть (удлинение) и зону перемещения, где распространены «**R**» трещины, и фронтальную часть (укорочение), в которой будут развиты трещины «**P**»-типа.

Особо отметим, что в природе встречаются различные комбинации ситуаций удлинения и укорочения с увеличением и уменьшением объема, а также уменьшения и увеличения мощности зоны с уменьшением и увеличением объема. Для этих ситуаций будут возникать вполне определенные комбинации трещин «**R**»-типа и «**P**»-типа со стилолитовыми швами «**St**» и трещинами отрыва «**e**».

Поскольку разрывные структуры обладают иерархическими свойствами, то возможно рассмотрение их внутренней структуры, например, для трещин « \mathbf{R} » (II ранг по отношению к магистральному разрыву). В этом случае они могут состоять из многих отдельных трещин « \mathbf{R} »-типа III ранга (обратные уступы при развитии стилолитовых швов) или из трещин « \mathbf{P} »-типа III ранга, сопровождаемых прямыми уступами, трещинами отрыва и минерализацией. Соответственно это будут случаи уменьшения объема зоны II ранга и его увеличения. Возникновение небольших трещин, параллельных магистральной « \mathbf{Y} ,» рядом с трещинами « \mathbf{R} »-типа II ранга с этой точки зрения можно рассматривать так же, как локальное укорочение вдоль « \mathbf{R} » трещин в их приконцевой части, при котором возникают трещины « \mathbf{P} »-типа (т.е. « \mathbf{P} » III ранга параллельны « \mathbf{Y} » I–II ранга в этом случае).

Таким образом, кинематический анализ разрывных структур, основанный на деформационных парагенезах вторичных нарушений, может давать более детальную картину условий их образования, чем обычный анализ полей напряжений.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 6 Отделения наук о Земле РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

2. *Hancock P.L.* Brittle microtectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. V. 7, N 3/4. P. 439–457.

3. Osokina D.N., Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Second rank fractures and 3D stress & strain local fields of fault with sides friction as ones development's stages evidence: theory, experiment and natural examples (on the basis of «fracture-crack» and «fracture – shear zone» models study) // EGU April 2007, Vienna: Abstracts. EGU2007-A-10465.

Пермский – раннетриасовый внутриплитный магматизм Азии: магматические области, особенности проявления, геодинамические следствия

В пределах территории Азии сосредоточен ряд крупных внутриплитных магматических областей, которые сформировались в интервале между 295 и 245 млн лет. Это крупнейшие трапповые провинции – Сибирская, Эймешаньская и недавно открытая Таримская, системы континентальных рифтов – Западно-Сибирская и Центрально-Азиатская, а также ряд автономных ареалов распространения щелочных гранитов, сиенитов, фельдшпатоидных сиенитов и щелочных базитов (рисунок, А).

Сибирская провинция была сформирована между 249 и 251 млн лет назад. Ее строение определяют ранняя серия базальтов повышенной щелочности, ассоциирующая со щелочно-ультраосновными породами Маймеча-Котуйского района, и более поздняя серия низкокалиевых толеитовых базальтов. Формирование провинции связывается с плюмом, нижнемантийная природа которого подтверждается высокими значениями ³He/⁴He, а также данными Re-Os изотопии.

Одновременно с Сибирской провинции по ее обрамлению были сформированы траппы *Кузнецкого* бассейна, а также базальтовые и бимодальные вулканические толщи Западно-Сибирской рифтовой системы (см. рисунок, А).

Провинция Эймешань (~ 2.5·10⁵ км), ее формирование провинции происходило в интервале между 260 и 250 млн лет. В ее строении участвуют потоки базальтов, пикритов и андезибазальтов, а также трахиты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты. С вулканическими толщами ассоциируют интрузивные проявления основных и кислых пород. Основные породы обладают геохимическими характеристиками, сближающими их с OIB. По данным Re-Os изотопии, формирование провинции было связано с воздействием глубинного мантийного плюма на литосферу.

Таримская трапповая провинция (~ 2.5·10⁵ км) возникла в пределах Таримской плиты в интервале между 292–248 млн лет. Она представлена мощной платобазальтовой серией, сопровождаемой интрузиями базитов и ультрабазитов, сиенитов и щелочных гранитов. Спецификой провинции является то, что она расположена в тыловой части позднепалеозойской северной активной окраины Тарима, которая фиксируется по-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия



Рисунок. Положение областей внутриплитного магматизма в строении Азии (А) и на палеогеографической реконструкции для 255 млн лет (по: The paleogeographic atlas of N.Eurasia / Eds.: V.G. Kazmin, L.M. Natapov. 1998).

1 – кратоны; 2 – области внутриплитного магматизма; 3 – возраст, млн лет; 4 – широта для возраста 250 млн лет назад.

Области внутриплитного магматизма: Сб – Сибирская, Т – Таримская, Э – Эймешань, Кз – Кузнецкая, ЗСРС – Западно-Сибирская рифтовая система, ЦАРС – Центрально-Азиатская рифтовая система, Бу – Буреинская, С.Кор – Северно-Корейская, С.В. – Северо-Вьетнамская, Сем – Семейтауская, Лг – Лугингольская

граничным поясом развития средних и кислых магматических пород. В строении трапповой провинции преобладают высокотитанистые базальты ($TiO_2 > 2.6$ мас. %) с геохимическими характеристиками, свидетельствующими об обогащенном мантийном источнике расплавов.

Центрально-Азиатская рифтовая система – представлена серией протяженных (до 1000 км и более) субпараллельных рифтовых зон, возникших на активной окраине континента и контролирующих распределение бимодальных базальт-комендитовых вулканических ассоциаций и массивов щелочных гранитов. Развитие рифтовой системы во второй половине перми привело к формированию зонального магматического ареала с крупным (>150000 км²) Хангайским гранитным батолитом в центре и рифтовыми зонами по периферии ареала. Возраст батолита (252 млн лет, U-Pb) согласуется с возрастом пантеллеритовых вулканов (264–249 млн лет, Rb-Sr) и щелочных редкометальных гранитов (250 млн лет, Ar-Ar). Базиты рифтовых зон характеризуются повышенными

содержаниями TiO₂ и большинства несовместимых элементов, а также Sr и Nd изотопными составами, свидетельствующими об участии в их формировании обогащенной мантии типа EMII.

Автономные ареалы внутриплитного магматизма отвечают относительно небольшим структурно изолированным районам распространения комплексов пород внутриплитной специфики – щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и их вулканических аналогов. Примеры (см. рисунок, А): Семейтауский комплекс (Восточный Казахстан), сложенный щелочными базальтами, щелочными гранитоидами, трахитами и комендитами, возраст – 254–248 млн лет. Лугингольский комплекс (Южная Монголия), включающий лейцитовые сиениты, шокиниты, карбонатиты, возраст 250 млн лет. Комплекс щелочных интрузий района Пхеньян (Северная Корея), объединяющий щелочные пироксениты, щелочные габброиды, нефелиновые сиениты и щелочные граносиениты, возраст 261–220 млн лет, и другие комплексы.

Данные палеомагнитных исследований показывают, что ареалы внутриплитного магматизма, которые в современной структуре Азии расположены недалеко друг от друга, на момент формирования были разделены значительными пространствами (палеокоординаты областей см. рисунок, А). На рисунке, Б дана реконструкция для эпохи 255 млн лет. В то же время эти внутриплитные ареалы были сосредоточены в восточном секторе позднепалеозойской Пангеи, который включал вырождавшийся Палеотетис и целый ряд зон конвергенции литосферных плит. Участие последних в формировании этого сегмента Пангеи привело, в ряде случаев, к совмещению или близкому соседству проявлений внутриплитного и окраинно-континентального магматизма и, в частности, отразилось в составе магматизма большинства из отмеченных внутриплитных областей. Как правило, участвующие в строении последних основные породы несут геохимические (пониженные содержания высокозарядных элементов – Ti, Ta, Nb, Zr, Hf и повышенные Rb, Sr) метки, свидетельствующие о вовлечении надсубдукционной мантии в процессы подлитосферного магмообразования

В других континентальных областях мира значительной внутриплитной магматической активности этого времени практически не известно. Это позволяет предполагать специфические условия развития восточного сегмента Пангеи, которые, в частности, определили сосредоточение в его пределах внутриплитной мантийной активности и которые, таким образом, указывают на наличие в основании литосферы региона горячего поля мантии. Контуры этого горячего поля, выделенного нами ранее как Северо-Азиатский суперплюм, определяются границами области распространения внутриплитного магматизма (см. рисунок, Б). Повидимому, этот суперплюм продуцировал отдельные плюмы, в том числе, с нижнемантийными корнями (Сибирская и Эймешаньская провинции). Эти плюмы определили распределение трапповых провинций, рифтовых систем и автономных областей внутриплитного магматизма. Некоторые из них формировались в условиях сочетания с обстановками конвергентных границ, что стало причиной определенной специфики магматизма таких областей.

Проявление внутриплитной активности происходило в обстановке завершения формирования Пангеи, которая, в соответствии с существующими палеогеографическими реконструкциями в рассматриваемый интервал времени, со всех сторон была ограничена конвергентными границами. Ряд таких границ существовал внутри суперконтинента между сталкивающимися отдельными его фрагментами. Подобное «пятнисто-напряженное» состояние литосферы суперконтинента, по-видимому, определило разный структурный тип реализации внутриплитной активности. Это хорошо видно на примере Сибирской трапповой провинции, которая окружена зонами рифтогенеза, сопряженными с орогенными поясами.

Позднепермская-раннетриасовая внутриплитная активность зафиксировала раннюю фазу взаимодействия литосферы Пангеи с Северо-Азиатским горячим полем мантии, которое, по-видимому, можно рассматривать как часть Афро-Атлантического суперплюма. Последующие импульсы воздействия суперплюма на континентальную литосферу в конце триаса – начале юры (Центральная Атлантика), в середине юры (траппы Кару), в раннем мелу (траппы Параны), на границе мела и кайнозоя (траппы Британской провинции и Декана) привели к дроблению суперконтинента и формированию современного рисунка размещения континентов на земной поверхности.

Глыбово-клавишная структура земной коры, блоково-клавишная – ее слоев и некоторые закономерности сейсмичности юго-запада Корякского нагорья

Корякское землетрясение (1988 г.) произошло в 315 км от пос. Тиличики к северо-востоку, имело Mw = 5.8, H - 33 км и было единичным толчком. Два других землетрясения – в бассейне р. Вывенка между 165°30'–168°30' в.д. Хаилинское (1988 г.) – с магнитудой 6.4–7.0, форшоками (4) и афтершоками (62); концентрированное облако афтершоков простирается вкрест долины р. Вывенка на северо-запад с главным толчком близ с. Хаилино и Олюторское (2006 г.) – с Мс = 7.8 и Mw = 7.6 без форшоков с афтершоками (более 534). Эллипс очаговой области размером 180х70 км по длинной оси на 55°. Глубина – до 40 км, но основная масса событий лежит в диапазоне 0–20 км. Сгущение эпицентров устанавливается на северо-восточной и северо-западной площадях обла-ка. Эллипс целиком поглощает эпицентры Хаилинского землетрясения. (Данные Камчатской ОМСП ГФ РАН за 2006 г.)

На карте подошвы литосферы России [3] Северо-Восток отражен исключительной характеристикой: к востоку от р. Лена распространены взаимно ортогональные крутосклонные участки и высокоградиентные зоны кровли мантийного рельефа. Они являются как бы индикаторами субвертикальных геодинамических систем, которые трансформируются в верхних частях земной коры в рифты, структурные швы, вулканические пояса и другие геологические объекты коромантийного происхождения. От р. Колыма к востоку выделен Окраинноморский литосферный блок, состоящий из континентальной части и морской транзитали. Граница между ними проходит по Юго-Восточно-Корякской высокоградиентной зоне от р. Ивашка к СВ на побережье пролива Литке, через поселки Корф и Тиличики, по северному борту долины р. Вывенка до р. Анадырь, в 220-240 км от побережья Берингова моря. К северу от зоны в подошве фиксируется трог (78-81 км) длиной 550 км, к югу – на всем протяжении зоны (900 км) подъем подошвы (63-60 км) – все землетрясения сильно тяготеют к этой поверхности.

Облако землетрясений нами аппроксимируется прямоугольником, сужающимся к востоку, с пятью четкими северо-западными площадями, приуроченным в основном к долинам р. Вывенка и нижнего течения р.

¹ Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Тылговаям (166°–168°в.д.). Долина имеет форму равнобедренного треугольника с основанием в низовьях р. Ветвей и быстро сужающегося вверх по течению. Сужение отражается и в концентрации эпицентров Олюторского землетрясения. Все реки бассейна р. Вывенка текут на ЮВ (140–150°), как и реки, текущие параллельно ей на юге. Долины приурочены к тектоническим нарушениям.

Юго-запад Корякского нагорья, куда входят рассматриваемые площади эллипса землетрясений, относится к Корякско-Камчатской складчатой области. К СЗ от области землетрясений территория расположена в Корякской тектонической зоне позднего мела (Корякский автохтон). К ЮВ от него следует Вывенское поднятие позднего мела с пакетами аллохтонных пластин. По Вывенско-Ватынскому шву – глубинному разлому (ВВГР) к нему причленен Тылговаямский прогиб (синклинорий). На ЮВ он отделяется от Говенско-Пылгинского горст-антиклинория позднего палеогена Карагинско-Пахачинским глубинным разломом [3].

Позднего палеогена карагинеко-пахачинеким глуоинным разломом [5]. Прогиб простирается от Ильпинского полуострова к CB до истоков р. Ачайваям [1] на меридиане 171° в.д. На полуострове от 70 км он сужается на CB до 10–15 км. На ЮЗ прогиб картируется по терригенным отложениям ильпинской серии эоцен-олигоцена, далее на CB – по олигоценмиоценовым морской и угленосной молассам в бассейне р. Вывенка и на северо-восточном окончании – миоценовой угленосной молассой. В синклинории на площади прямоугольника выделяются Вывенская и Тылговаямская впадины. Северо-западные борта впадин крутые, юговосточные более пологие за счет причленения менее глубокой Тылговаямской впадины.

Граница очаговой области землетрясений на севере проходит на поверхности по продольному ВВГР – на отрезке между реками Ветроваям и Левтыринваям и продолжается к северо-восточной границе надвиговых пластин Вывенского поднятия. Разлом является шовной зоной с шириной по гравитационному полю 20–25 км. На правобережье р. Вывенка она к востоку от р. Левтыринываям перекрыта Вывенским верхнемеловым (вывенская серия и ачайваямская свита) поднятием с пакетом пластин. Поднятие рассматривается как структура с корнями на глубине около 4 км [3], ограничено на юге Вывенским глубинным разломом (ВГР).

Отмеченная деформация прямоугольника эпицентров эллипса Олюторского землетрясения (в сильно сужающийся равнобедренный треугольник) адекватно отражает сужение с ЮЗ на СВ Тылговаямского синклинория, равно как и сужение раздвига коры в зоне ВВГР. Сужение отражено и в густоте эпицентров землетрясений на отрезке от пос. Тиличики – меридиан 175° в.д., и именно в месте окончания сужения расположен единичный эпицентр Корякского землетрясения. Очаговая область эллипса Олюторского землетрясения приурочена центральной частью к Тылговаямскому синклинорию. Юго-западная половина очаговой области лежит в пределах изопахит мелового фундамента 1–3 км, кристаллического – 9–10 км [5], северо-восточная половина – на крутом подъеме продольной оси впадин. Юго-восток эллипса приурочен к сочленению Тылговаямского синклинория с Говенско-Пылгинским горст-антиклинорием. Северо-западная граница эллипса в целом приурочена к зоне ВВГР и к передовому фронту пакетов пластин Вывенского поднятия.

Общая тектоническая позиция трех землетрясений в структуре окраины континента – его морской транзитали литосферы – объяснима в концепции глыбово-клавишной структуры земной коры региона [7]. Она создана элементами продольных трансрегиональных северо-восточных разновозрастных вулканических поясов, прогибов, синклинориев, омолаживающихся к океану, и поперечными к ним северо-западными, также трансрегиональными дислокациями – разломами, грабенами, горстами. Пояса наращивают кору окраины Северо-Востока Азии.

лаживающихся к океану, и поперечными к ним северо-западными, также трансрегиональными дислокациями – разломами, грабенами, горстами. Пояса наращивают кору окраины Северо-Востока Азии. Все северо-восточные региональные структуры и глубинные поперечные дислокации отражают диагональную систему планетарной сети трещиноватости (или делимости) планеты. В регионе они располагаются через 60–150 км, ориентированы на запад (310–330°), пересекают сушу и прилегающую территорию Охотского моря, продолжается в мезозоидах продольных дислокаций Северо-Востока Азии. Разломы рассекают кору до подошвы, разделяя ее на северо-западные глыбы, сложенные в продольном сечении элементами пересекаемых структур коры, и играя роль межглыбовых. Яркой чертой системы поперечных дислокаций является их яркое разграничение на морском побережье полуостровов от заливов полуостровов. В поперечном сечениии глыбы первых представляются глубинными клиньями и рассматриваются как геодинамически воздымающиеся, вторые – трапециями, как опускающиеся.

глубинными клиньями и рассматриваются как геодинамически воздымающиеся, вторые – трапециями, как опускающиеся. На территории эллипса выделяются фрагменты двух северозападных поперечных разломов: Парень-Таловско-Тиличикского – на юго-западе и Омолон-Каменско-Олюторского на северо-востоке. Они заключают опущенную глыбу Олюторского залива. Первый является резкой юго-западной границей облака Олюторского землетрясения. Второй разлом разделяет облако на северо-востоке, отсекая его Иночвиваямскую и Вылвуяхуульскую площади, приуроченные к воздымающейся глыбе коры Олюторского полуострова. Одним из аргументов в определении тектонического режима – опускающейся глыбы Олюторского залива являются две соосных впадины в бассейнах междуречья Вывенка – Култушная. В верхних этажах коры первая имеет длину более 3 км, а выделенная по кровле кристаллического фундамента – 10 км. То есть, впадина увеличивается с глубиной по обеим осям! Ее горизонты на глубине шире, чем на поверхности! И это – свидетельство трапециевидного сечения опущенной глыбы земной коры.

Возникновение поперечных дислокаций относится к заложению планетарной регматической сети планеты как к следствию разгрузки механических напряжений в условиях растяжения. В телах конечного размера возникает интерференция механических волн с максимальной энергией в плоскостях пучностей стоячих волн напряжений и минимальной – в их узлах. Первые отвечают зонам разрушения вещества (разломам), вторые – зонам монолита (ненарушенным блокам). Пучности и узлы располагаются симметрично неравномерно на расстояниях, определяемых мощ-ностью деформируемого тела [6]. Аналогичные волны, но с меньшей длинной, возникают и в конечных телах коры меньшей мощности. Механизм деформации отражается в площадях группирования эпицентров землетрясений. Все они заключены в разноамплитудных блоках опущенной глыбы коры Олюторского залива, их средняя глубинность – 20 км. Зона ВВГР отражает раздвиги верхних частей коры, является региональным тектоническим шовом, отделяющим меловую кристалличенальным тектоническим шовом, отделяющим меловую кристальн те скую корякскую зону на севере от Олюторской зоны на юго-востоке, где корякские комплексы представляются неразвитыми [3]. Вытекает пред-положение об отколах по системе раздвигов ВВГР и ВГР окраины кон-тинента на поверхности и на глубине. В зоне раздвигов формируются последовательные впадины в меловом и кристаллическом фундаментах. В вышележащих телах системой северо-западных и северо-восточных В вышележащих телах системой северо-западных и северо-восточных разломов «нарезана» гряда северо-западных линейных чередующихся разноамплитудных блоков. Добавим, что зона ВВГР приурочена в плане к флексуре упомянутой высокоградиентной зоне подошвы литосферы. Зона ВВГР имеет ширину 20–25 км на юго-западе с выклиниванием до 3–5 км на меридиане 170° в.д. Выражена на поверхности породами меланократового фундамента. На юго-западе, в междуречье Анапка –

Зона ВВГР имеет ширину 20–25 км на юго-западе с выклиниванием до 3–5 км на меридиане 170° в.д. Выражена на поверхности породами меланократового фундамента. На юго-западе, в междуречье Анапка – Отыранванваям, она перекрыта Ватынским тектоническим покровом, где контролируется интрузиями диоритов, а к востоку в междуречье Ветвей – Мангэлейваям, – габброидами. Зона отражена полосой интенсивного положительного поля силы тяжести с четковидными эллипсовидными максимумами. По данным [5], она контролируется на всем протяжении от р. Анапка до меридиана 168° в.д. интенсивной градиентной полосой изопахит кровли мелового и кристаллического фундаментов. Причина сейсмичности территории усматривается в раздвигах в зоне

Причина сейсмичности территории усматривается в раздвигах в зоне ВВГР. К северу от нее уже есть твердая кора, но ее комплексы отсутствуют к югу. Насыщение образований ватынской серии и ачайваямской свиты в зоне мелкими гипабиссальными телами среднего и базит-гипербазитного состава нарушило монолитность разреза и ослабило прочность края континента, расширяя зону раздвига. К югу от зоны закладываются структурные элементы Тылговаямского синклинория с флишоидными морскими и угленосными отложениями. Их разрез значительно менее прочный и в какой-то момент, будучи отрезан раздвигом от консолидированной коры окраины континента и разбит на северо-западные блокиклавиши, стал сползать ими на юго-восток. Возникают очаги землетрясения линейного типа, растущие на юго-запад до упора поднятой глыбы полуостровов Говена, Ильпинский, Ильпырский. На северо-востоке раздвиг, постепенно выклинивающийся в коре поднятой глыбы Олюторского полуострова, резко сужается и локализует Корякское землетрясение на своем крайнем выклинивании. Анализ событий Хаилинского и Олюторского землетрясений предлагается в модели клавишно-блоковой идеи, заимствованной в [4]. К юго-западу от пос. Тиличики вероятность активизации наименее вероятна. Возможно развитие событий в направлении к Корякскому землетрясению 1988 г., на юго-восточном берегу Олюторского залива.

Статья основана на методологии делимости активных окраин континента, где она находится под взаимодействием континента и океана. Одним из особых аспектов этих процессов является развитие на территории юго-востока Корякии надвиговых покровных движений. Наползание на неокрепшую и маломощную кору молодой окраины континента тяжелой океанической коры, отраженной в подошве литосферы висячим блоком, очевидно приводит к формированию сколов окраины. Вдоль нее образуются глубинные разломы, а их формируемые зоны становятся раздвигами. Раздвиги расширяются за счет и откалывания, и насыщения интрузивными телами. Применение в методологии исследования концепции глыбово-клавишной структуры земной коры и блоковоклавишной – ее слоев конструктивно, так как для Камчатки и Японии она согласуется с их сейсмичностью.

Литература

1. Апрелков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины // Тихоокен. геология. 1997. Т. 16. С. 46–57.

2. Геол. атлас России. Карта рельефа подошвы литосферы. М.; СПб, 1966. С. 185–194.

3. Карта РФ м-ба 1:200 000. Лист Р-ХХІХ (Хаилино): Объяснительная записка. Л.И. Кравченко, А.С. Кудрин, А.В. Разумный. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. С. 13–107.

4. *Лобковский Л.И*. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. С. 154–164.

5. *Мороз Ю.Ф.* Строение осадочно-вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1991. №1. С. 59–67.

6. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия структур геологических тел. Л., 1976.

7. *Яроцкий Г.П.* Поперечные глубинные разломы и некоторые аспекты строения земной коры Корякско-Камчатского региона // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. С. 110–112.

Содержание

Маринин А.В. Тектодинамические условия формирования	
позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа 3	
Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л.	
Особенности геологической истории поздневендского Мезенского	
бассейна и состав питающих провинций	
Мельников О.А. Горообразование в истории Земли: основные	
особенности и генезис 12	2
Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Съедин В.Т. Рельеф дна Японского	
моря в поле деформаций восточной окраины Азии 1	7
Месхи А.М. Основные черты тектоники и магматизма Южного Памира –	
области сопряжения Тихоокеанского и Средиземноморского	
складчатых поясов	I
Мини М.В., Филиппова И.Б. Глубинное строение и эволюция	
раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона	
(новый взгляд): данные геотраверсов 1-ЕВ и Татсейс, профилей	
4B, ЭГГИ, ERSU-2003-2005, DOBRE и профилей проекта FIRE 25	5
Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. Синергетический подход	
к природе спредингового и траппового магматизма)
Моисеев А.В. Изучение деформаций третичных отложений	
Западной Камчатки (Точилинский и Майначский разрезы) в контексте	
тектонического развития Западно-Камчатского прогиба в кайнозое 33	3
Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Физический аспект	
закономерностей глобального тектогенеза	3
Муравьёв В.В., Волчков А.А. Системы симметрии структур	
самоорганизации геосреды 42	2
Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. Геодинамические основы	
магматогенно-рудных систем мезозоя Азербайджана 40	5
Мухамедиев Ш.А., Кузиков С.И. Отражение трехмерных движений блоков	
земной коры в поле горизонтальных скоростей на поверхности 50)
Негруиа В.З. Раннепротерозойский тектогенез в геологической	
истории Земли	5
Никишин А.М. Геологическая история Земли 59	
Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В. Формирование	
и эволюция докембрийской континентальной коры юго-западной	
части Сибирского кратона	2
Павленкова Н.И. Основные этапы самоорганизации внешних оболочек	
Земли по ротационно-флюидной гипотезе 66	5

Павлов В.Э., Каретников А.С. Новый мезозойский палеомагнитный	
полюс Сибирской платформы и проблема ригидности Северо-	
Евроазиатского кратона в послепалеозойское время	70
Паланджян С.А. Офиолиты массива Тамватней (Корякское нагорье,	
Северо-Восток России): фрагмент супрасубдукционной литосферы	
лерцолитового типа	74
Панина Л.В. Неотектоническое строение Скифской плиты	78
Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Галашентризм – как	
современная концепция геологической истории Земли	82
Петрицевский А.М. Новые данные о глубинном строении Байкальского	
рифта	86
Петров А Н. Молелирование открытых геологических систем	00
и принцип покального лействия	91
Петрое ΓA Роцици Ю П Седисина И A Маслое $A B$ Рыбалка $A B$	1
Новые панные о возвасте нанала уральской коллизии	95
Пийп В Б. Родинков 4 Г. Глубинное строение континентальной окраины))
Примор а Японское мора по сайским скоптинентальной окраины	00
Приморые – лионское море по сейсмическим данным	77
пинскии Э.М. Роль энергии космического вакуума в оалансе теплового	104
	104
Поогорныи В.Я., Гильманова Г.З. Трехмерные модели распределения	100
плотности в зоне 1 аиваньской коллизии	108
<i>Подурушин В.Ф.</i> Пермскии остаточный океанический бассейн на месте	
северного мегаблока Западно-Сибирской плиты	112
Полетаев А.И. Иерархичность и соподчиненность вращательных	
процессов Космоса и Земли – базовые факторы современных	
геодинамических моделей	115
Полетаева Е.В. Количественная характеристика и пространственная	
ориентировка глубинных разломов Южного Каспия по комплексу	
сейсмических данных	120
Попков В.И., Бондаренко Н.А. Тектоника орогенных сооружений	
Северо-Западного Кавказа	125
Пучков В.Н. Некоторые общие закономерности орогенических	
процессов	130
Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Проблема строения	
и геологической истории геосфер мантии Земли	134
Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм в истории формирования	
кристаллического основания тиманид и западных уралид	136
Ракишев Б.М., Филинский Л.М. Фрактальный анализ ансамбля	
фунламентальных природных систем	138
Рассказов С.В., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н.,	
Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б. Время полнятия	
вулканизм и глубинная линамика Восточно-Хангайской орогенной	
провинции Пентральная Монголия	143
inposiniquin, companiation on an anti-	5

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные
системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа 147
Ребецкий Ю.Л. Неоднородность напряженного состояния зон
горизонтального сдвигания и его проявление во вторичных
разрывных структурах 154
Ребецкий Ю.Л. О гравитационном уплотнении и о трансформации
энергии всестороннего сжатия в энергию девиаторных деформаций. 158
Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. Смещения в очаге
Алтайского землетрясения 2003 г., как фактор современного
орогенеза
Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С.
Структура очага Олюторского землетрясения 2006 г., как проявление
межплитных тектонических деформаций 167
Родкин М.В. О возможных механизмах реализации степенных
распределений числа месторождений в зависимости от объема
запасов 172
Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Глубинное строение
активных континентальных окраин Дальнего Востока 176
Розен О.М., Туркина О.М. Древнейшая кора Сибирского кратона 180
Розен О.М., Щипанский А.А. Эволюция геологических процессов
в истории Земли: наблюдаемые признаки и возможные причины 183
Романько А.Е. Об альпийских тектономагматических процессах
и металлогенической специализации Западного Белуджистана
и Сейстана, Ближний Восток 187
Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С. О важнеиших
тектономагматических и рудных процессах в конвергентных
оостановках
<i>Романюк 1.В.</i> Признаки деламинации литосферной мантий в геолого-
Теофизических данных
Романюк Т.В., Ткачев А.В. Кластеры миоцен-четвертичных
крупномасштаоных месторождении оора как индикаторы
масштаоных глубинных преобразовании в литосферной мантии
(деламинации се фрагментов) 198 Рубиода F. В. Пограбации в реши в падеодолниц и Цериоморско
Карказского региона и их связи с размещением залежей VB 204
$P_{\rm ud} a_{\rm conc} C \Gamma \Omega$ реполтности геолицаминеской срази крупнейших
тубиков С.Г. О вероятности геодинамической связи крупненших тектоницеских событий второй половины вента в Средиземноморском
и Северо-Атлантическом полвижных поясах с кинематикой
Балтийской континентальной плиты 207
Ружениев С.В., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Срелнепалеозойская
геодинамика Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс, Забайкалье). 210
и Северо-Атлантическом подвижных поясах с кинематикой Балтийской континентальной плиты

Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Котов А.Б.,	
Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Геохронологическое	
и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-	
Найманской зоны в Казахстане	214
Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Эпохи мощного корообразования	
и мантийного диапиризма как отражение особого энергетического	
состояния недр	219
Саньков В.А., Парфеевец А.В., Бызов А.М., Лухнев А.В.,	
Мирошниченко А.И., Радзиминович Н.А. Структура и поле	
напряжений области сопряжения горных сооружений Гобийского	
Алтая и Хангая	224
Свешников К.И., Муравьев В.В. Геометрические закономерности	
строения Восточноевропейской платформы (ВЕП) с позиций	
учения о синергетике	228
Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Неотектоника краевой части	
Фенноскандинавского щита (Юго-Западная Карелия)	233
Семакин В.П., Кочергин А.В. Неотектоника района глубоководной	
впадины Дерюгина (Охотское море)	236
Семакин В.П., Кочергин А.В. Горообразование как отражение	
глубинных процессов	240
Семинский К.Ж., Когут Е.И. Главные факторы развития впадин	
и разломов Байкальской рифтовой зоны: модель пассивного	
рифтогенеза в физическом эксперименте	244
Серкина Г.Г., Худолей А.К. Эволюция обстановок осадконакопления	
кембрийско-ордовикских толщ Сетте-Дабана – результат	
раннепалеозойского рифтогенеза на восточной окраине Сибирской	
платформы	248
Силантьев Ю.Б. Альпийский подвижный пояс и особенности	
формирования осадочных бассейнов	252
Силантьев Ю.Б., Соин Д.А. Синергетика открытых систем	
геологического пространства	256
Сим Л.А., Брянцева Г.В. Новейшая тектоника и тектонические	
напряжения Западно-Сибирской плиты	259
Синицына Ю.А., Шманяк А.В. Реконструкция источников сноса	
терригенных пород в восточной части Енисей-Хатангской	
депрессии по геохимическим данным	263
Сколотнев С.Г. Трансформные и нетрансформные смещения осевой	
части Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике	265
Славинский В.В. Динамическая природа океанических внутриплитных	200
поднятии	269
Смирнова М.Н. 1 ипероореиская платформа: геолого-геофизические	274
факты	274
Смирнова М.Н. Сеисмичность Баренцева моря (2000–2005 годы)	276

Соколов С.Ю. Новый механизм горизонтального движения	
тектонически активных масс земной коры и литосферы	278
Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Тектоническая природа островных дуг,	
желобов, окраинных и внутренних морей	282
Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона фундамента Большого	
Кавказа: возраст комплексов и проблема их палеотектонической	
позиции	286
Спектор В.Б., Спектор В.В. Режим возрожденного горообразования	
Верхояно-Колымской горной области	291
Степашко А.А. О роли тихоокеанского спрединга в деформациях	
восточной окраины Азии	295
Сушкин Л.Б. О генезисе ряда кольцевых морфоструктур Дальнего	
Востока России	299
Съедин В.Т. Тектономагматические этапы Охотского и Японского	
окраинных морей	303
Сывороткин В.Л., Подгорнова С.Т. К вопросу о характере и скорости	
современных тектонических движений на южном фланге	
Курильской островной дуги	307
Сыстра Ю.И. Проявление наложенных тектонических движений	
на северо-западной окраине Русской плиты	311
Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая	
геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных	317
Тевелев Арк. В., Базилевская Е.А., Георгиевский Б.В.	
Пост-коллизионные структурные дуги в новейшей тектонике	
Южного Урала	321
Терехов Е.Н. Структурно-вещественные аспекты эксгумации	
метаморфических пород (на примере Лапландско-Беломорского	225
и Памиро-I ималаиского складчатых поясов)	325
Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Боико Е.В. Параметры	220
вращения Амурскои плиты по GPS данным	329
Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э.,	
Черепанова И.Ю. Динамика позднемезозоиского вулканизма 40×3^{39} и Ц р	224
Чукотки (по данным "Ar/" Ar и U-Pb определении возраста пород). $T_{\rm environment} T IO_{\rm environment} K E_{\rm environment} A B_{\rm environment} O K$	334
Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Никитина О.И.	
Кремнистые комплексы в структуре раннепалеозойских	227
тостроводужных зон центрального казахстана	331
Гретьяков А.А., Гязанцев А.Б., Кузнецов П.Б., Белова А.А.	
Структурное положение и теохронологическое датирование	242
гранатовых ультрамафитов на южном у рале	545
Трифонов Б.1. Бозраст и меданизмы новеншего горосоразования 549 Трубици и В.П. Природа мантийних уницианих резорогоров и пломор	
<i>пруонцын D.11.</i> природа мантийных химических резервуаров и плюмов	
горячих точек, роль воды в глооальной геодинамике и геологической	352
истории	555

Тюрин А.М. Геодинамические процессы и геомагнитные аномалии	
(на примере района Везувия)	357
Тюрин А.М. Уточнение характеристик геомагнитной аномалии	
Sterno-Etrussia	361
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Новейший орогенез на Земле: основные факторы,	
особенности и воздействие на человека	366
Филатова Н.И. Роль синсдвиговых бассейнов в системе окраинных	
морей запада Тихого океана	370
Филинский Л.М. Геотектоника и геодинамика: картографический	
аспект (принципы геотектонического районирования)	374
Филиппова И.Б., Минц М.В., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.	
Объемная модель глубинного строения и история формирования	
Волго-Уральского кратона: свидетельства плюмовой природы	
уникального гранулито-гнейсового комплекса	379
Фишман И.Л., Каменский А.С., Казакова Ю.И. Мезозойские	
и кайнозойские геодинамические структуры Арало-Каспийского	
региона	384
<i>Хаин В.Е.</i> Динамика и эволюция планеты Земля – внутренние	
и внешние источники энергии	388
Хаин В.Е., Филатова Н.И. Гетерогенность структур Восточной	
Арктики и главные этапы их развития	394
Харченко В.М. Кольцевые структуры, методы их выделения, механизм	
образования и связь с нефтегазоносностью и очагами землетрясений	398
Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Сапожников Р.Б.	
Эволюция и типы структур Восточно-Европейской платформы	
в позднем докембрии	401
Хераскова Т.Н., Диденко А.Н., Буш В.А., Самыгин С.Г., Волож Ю.А.	
Основные этапы распада Родинии и эволюция структурных	
ансамблей в позднем докембри, раннем и среднем палеозое	406
Хисамутдинова А.И. Реконструкция областей сноса для пород	
среднезоценовой снатольской свиты Западной Камчатки по	
литологическим данным	410
Хромых С.В., Куйбида М.Л. Петрологические индикаторы активности	
Таримского плюма в зоне коллизионного сочленения	
Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов	415
Цеховский Ю.Г., Полещук А.В., Никитин А.В., Бадамгарав Ж.,	
Шевченко Ш.С. О воздействии палеозойских гранитоидов	
фундамента на строение мезозойского платформенного осадочного	
чехла (район гранитного массива Дзурамтай, Южная Гоби)	420
Цеховский Ю.Г., Полещук А.В., Никитин А.В., Бадамгарав Ж.,	
Шевченко Ш.С. Новые данные о строении мезозойского осадочного	
чехла в северном обрамлении палеозойского гранитного массива	
Дзурамтай (Монголия, Южная Гоби)	423

Иуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Гетерогенность палеолуг Восточной	
Камчатки по офиолитовым и вулканическим комплексам	427
Чайковский И И Парагенезис леформаций малоглубинной соляной	
тектоники	430
Чехов А Л Когла и как образовалось Охотское море (к механизму	
формирования окраинноморских бассейнов)	433
Чехович В Л Позлнемеловая эволюция северо-запалного складчатого	100
обрамления Палеопацифики	435
Чиков Б.М. Гусяков В.К. Морфо-геолинаминеское районирование	155
Бенгальского и Сомалийского регионов Инлийского океана в связи	
с катастрофицескими двлениями пунамигенного типа	439
Чистова 3 Б. Влияние тектоницеских структур платформенных	757
территорий на структуру барицеского поля и характер геомагнитных	
территории на структуру барического поля и характер теомагнитных	442
Upparog R H Механико оцергативеские основи иля построения	772
математических молелей задан пластишески в тектошике	
катематических моделей задач пластичности в тектонике,	
(вля упроцияющихся реодоргических материалов)	116
(для упрочняющихся геологических материалов)	440
Шарков Е.Б., Богатиков О.А. Тектономагматическая эволюция земли	449
шевченко Б.Ф., Довонич М.М., Кимун Б.Б. 1 Лубинное спроение и	151
Пеодинамика литосферы зоны перехода континент – лионское море ч	434
шевченко Б.н., лукк А.А., приленин М.1. Альнийско-индонсзийский польтики й нада. Тикаакаакаа кал на и Сранизациоморска	
подвижный пояс, тихоокеанское кольцо и Средиземноморско-	450
Исланезиискии подвижный супернояс	439
Шемпелев А.1. Глубинное строение казоекского мегаолока дольшого	162
	405
шеремет О.1. Изучение региональной тектоники, поиск полезных	
ископаемых и оценка сеисмической активности методами	167
интерпретации грави-магнитных полеи и космоснимков	40/
шерман С.И. Линеино выраженные зоны современной деструкции	471
	4/1
Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой оазальтоидный	
магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины:	
геологические и геофизические свидетельства и геодинамические	175
оостановки проявления	4/5
шкоозинскии в.с. Некоторые следствия влияния силы Кореолиса	401
на мантииную конвекцию	481
Шкоозинскии В.С. Происхождение магм в свете модели горячей	40.5
гетерогеннои аккреции Земли	485
Эрнст Р.Э., Бучан К.Л. Карта комплексов долеритовых даек России	400
и сопредельных регионов	489

Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н., Округин А.В., Арчибальд Д.А.	
Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских	
долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале:	
идентификация новых крупных магматических провинций и	
использование при реконструкции суперконтинента Нуна	
(Коламбия) 4	492
Эсминцев А.Н. Тепловая машина Земля работает по циклу Карно	496
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Амфиболиты в офиолитовых комплексах	
северо-западной окраины Тихого океана	501
Юшин А.А. Геохимия платиновых металлов в ультрабазитах	
как показатель региональной специфики мантийно-коровых	
взаимодействий	506
Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования –	
первые результаты и подходы к диагностике механизмов	
на примере Северо-Западного Кавказа	510
Яковлев Ф.Л. О диагностике деформированного состояния крыльев	
разломов и их внутренней зоны по типам вторичных нарушений	516
Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Коваленко Д.В., Козловский А.М.	
Пермский – раннетриасовый внутриплитный магматизм Азии:	
магматические области, особенности проявления, геодинамические	
следствия	520
Яроцкий Г.П. Глыбово-клавишная структура земной коры, блоково-	
клавишная – ее слоев и некоторые закономерности сейсмичности	
юго-запада Корякского нагорья	524

Научное издание

ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Материалы XLI Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

> Редактор И.М. Ерофеева Макет А.Н. Кураленко-Балакирев

Подписано к печати 28.12.2007 Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 33,75. Тираж 400 экз. Тип. зак. № , Москва

Издательство ГЕОС 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114 Тел.: (095) 8-926-222-30-91, Тел./факс 152-19-14. E-mail: <u>geos@ginras.ru</u>