

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ

Том II

МОСКВА 2014 ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ: СХОДСТВО, РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ: СХОДСТВО, РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ

Материалы XLVI Тектонического совещания

Том 2

Москва ГЕОС 2014 ББК 26.323 Т 67 УДК 549.903.55(1)

Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания Том II. М.: ГЕОС, 2014. - 324 с. ISBN 5-89118-649-1

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 13-05-06201

> Ответственные редакторы К.Е. Дегтярев, Н.Б. Кузнецов

На 1-ой странице обложки: Деформированные нижне-среднерифейские толщи в окрестностях г. Бакал (Челябинская область), северная часть Башкирского поднятия, Южный Урал. Фото В.М.Горожанина

© ГИН РАН, 2014 © ГЕОС, 2014

Эпикратонный периметр Верхояно-Колымской складчатой области и его зеркальный геораздел – главные факторы структуро- и рудообразования в земной коре региона

Академик Ю.А Косыгин первым обратил внимание на двойственность тектонической позиции Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) в глобальном масштабе. По особенностям вещественного состава и стилю складчатых дислокаций эта область входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса, имеющего в плане форму кольца. По структурно-вещественным особенностям кристаллического основания она принадлежит Северо-Азиатскому кратону, выделенному Ю.А. Косыгиным в статусе «номинал». Кратон в ранге сегмента входит в состав планетарного пояса материковых платформ «Лавразия» строгой субширотной ориентировки. Таким образом, территория ВКСО принадлежит узлу пересечения двух материковых структур первого рода и, следовательно, обладает устойчивой геостационарной позицией, начиная с раннего докембрия и до фазы завершающей складчатости в позднем мезозое. Г. Штилле отождествлял понятие «кратон» со структурой «древняя платформа». При этом в объем кратона он нередко включал и примыкающие к нему деформированные фрагменты (форланды) складчатой области. Ю.А. Косыгин использовал это для оконтуривания выделенного им «Северо-Азиатского кратона» в статусе номинала (САКноминал). Эта единица на Тектонической карте Евразии охватывает пространство «от Енисея до Ганальского хребта на п-ове Камчатка». Именно в этом варианте «Северо-Азиатский кратон» вошел в геологическую литературу и благополучно просуществовал до конца минувшего столетия. Но затем, самими же учениками этого исследователя он был механически редуцирован до объема «САК-субноминал», ограниченного на востоке Адыча-Тарынским глубинным разломом. Самое непонятное в этой трансформации то, что название приоритетной единицы было сохранено, а каких-либо адекватных истолкований по её беспощадной редукции со стороны учеников так и не последовало. Это окончательно запутало и без того непростую используемую тектоническую терминологию. Выход из сложившегося противоречия даёт увязка

¹ «ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», Якутск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

на сфере геоида новых материалов гравиметрии – спутниковой и наземной. На спутниковой трехмерной модели GEM-8 относительный полосовой максимум Дga, маркирующий сиалическую «ленту» Лавразии, не претерпевает торцового выклинивания на линии Адыча-Тарынского разлома, а наоборот, плавно, с сохранением своих пространственных параметров и аномального уровня, продолжается в пределы соседней платформы (Северо-Американская). Это позволяет аппроксимировать сиалическую кору Лавразии в виде продольного субширотного ряда материковых платформ (Эриа, Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Сибирская, Восточно-Сибирская, Северо-Американская). Каждая из них на принятой модели имеет вид прямоугольника удлиненного по меридиану и, таким образом, служит поперечным элементом общей ортогональной решетки. Справедливость этого базового положения применительно к ВКСО иллюстрирует рисунок. На нем, по материалам сводной гравиметрической карты с сечением изоаномал через 2 МлГ, относительными изометричными максимумами оконтурены архейские кратоны, а узкими линейными минимумами отражены межкратонные пояса. Кратоны группируются в продольные и поперечные ряды ортогональной решетки макроуровня, «копирующей» со структурным подобием внутреннего устройства решетки мегауровня. Последняя, в свою очередь, встроена в планетарную решетку, образованную пересечением географических параллелей (продольные ряды фигуры вращения планеты Земля) и географических меридианов (поперечные ряды). На рисунке сквозные для мега- и макроуровней цепочки кратонов показаны региональными рядами – I–IV. Два из них образуют фундамент древней Сибирской платформы, а два других – фундамент её зеркального аналога (Восточно-Сибирская платформа). В строении эпикратонного периметра ВКСО участвуют ІІ-й и ІІІ-й поперечные ряды суммарной решетки. Они разделены Билякчано-Омолойским трогом, преобразованным мезозоидами в фигуру «Верхоянское колено» из трех прямолинейных отрезков продольного (I) и поперечного (2) направлений, общей протяженностью 2,5 тыс. км. Продольные ряды кратонов по отношению к фундаментам сопряженных платформ имеют сквозное продолжение на восток. І-й и IV-й из них обладают структурно-вещественными характеристиками кристаллических щитов – Анабарского (гранулитовые серии далдынского, верхнеанабарского и хапчанского типов) и Алданского (гранулитовые серии иенгрского, тимптонского, джелтулинского типов и трондьемит-тоналит-серогнейсовые серии батомского и станового типов). Кратоны II-го и III-го рядов трассируют встречные подножья Анабарской и Алданской антеклиз пространства Восточно-Сибирской платформы. Наряду с гранулитовыми сериями анабарского и алданского архея здесь предполагается значительное развитие слабометаморфизованного субстрата транзитных межкратонных поясов (Витимо-Патомский, Якутско-Адычанский). В целом, фундамент архейских кратонов, даже если он сильно гранитизирован, обладает значимой избыточной плотностью в сравнении с субстратом межкратонных поясов и субстратом межплатформенного геораздела. На карте аномального поля силы тяжести фундаменты Сибирской и Восточно-Сибирской платформ отражены соизмеримыми относительными максимумами субпрямоугольной конфигурации. Разделяющий их Билякчано-Омолойский трог выражен характерным коленообразным щелевидным минимумом. Предполагаемое консолидированное заполнение трога имеет подводящую зону тектонического дробления, выполненную мегабрекчиями, катаклазитами, бластомилонитами и диафторитами верхнеламуйского типа (AR₂-PR₁). Вверх по разрезу и по латерали в сторону примыкающих межкратонных поясов этот субстрат сменяется слоистыми метатерригенными, нередко черносланцевыми, образованиями эекитского и удоканского типов раннего протерозоя. Осевая линия межплатформенного трога соединяет торцовые Билякчанский и Омолойский грабены и расположенные между ними Южно-Верхоянский и Сартангский синклинорий. Она маркирована древним вулкано-плутоническим поясом карельской консолидации. Соотношение верхоянского терригенного комплекса (C₁v-J₃v) с тектонопарой «кратон-межкратонный пояс» доверхоянского основания по набору ведущих характеристик носит полярный характер (литологический состав, текстуры седиментации, характер складчатых дислокаций, магматическая до- и синорогенная зональность, рудно-геохимическая специализация). Осадочный слой, залегающий на кратонах, имеет автохтонное происхождение и дислоцирован в брахиформные антиклинории и так называемые «районы пологих дислокаций». Накопление осадков флишоидного типа имело место в прибрежных и субконтинентальных участках мелководного шельфа. Места внедрения мезозойских синорогенных гранитоидов нередко наследовали поля развития архейских мигматит-плагиогранитов и гранито-гнейсовых куполов позднего архея-раннего протерозоя. В пространстве кратонов явно преобладает гранито- и литофильная металлогения ареального профиля (олово, серебро, вольфрам, ртуть). Для осадочного слоя межкратонных поясов типичны узкие линейные складки согласного простирания. В прибортовых частях пояса они обладают изоклинальными формами и нередко веерообразно запрокинуты в сторону смежного кратона. В осевых частях поясов находятся пологие брахисин-





I – первый, II – второй; Восточно-Сибирская платформа. III – третий, IV – четвертый. 2 – зеркальный межплатформенный геораздел Билякчано-

Омолойский грабен («Верхоянское Колено»). 3 – плановая проекция ВКСО на ортогональную решетку

клинали и грабен-синклинали. Среди сероцветных терригенных образований прибрежного шельфа присутствуют прослои и линзы черных сланцев более глубоководного происхождения с участием тонкодисперсного органического вещества. В отдельные эпохи преобладало незначительное тангенциальное растяжение, которое сопровождалось внедрением параллельных даек основных пород и субпластовых интрузий близких по своему составу трапповой формации Сибирской платформы. Доминирует черносланцевая металлогения халькофильного профиля с большим количеством сульфидов (медь, свинец, цинк, золото и сурьма) и дисперсного органического вещества. Рудоносность межплатформенного Билякчано-Омолойского трога обладает сочетанием вкрапленной гранитофильной металлогенией архейских кратонов и вулкано-плутонических комплексов (золото, цирконий, монацит, редкие земли, олово, вольфрам, уран, глубинная эндогенная сера, металлоносный углерод из металлизованной сажы «черных курильщиков») и халькофильной металлогенией грабеновых структур бокового растяжения (стратиформные медь, цинк, свинец, молибден в ассоциации с медистыми песчаниками и сланцами).

Выводы: 1. Эпикратонная природа ВКСО обоснована на четырех ступенях сводного рангового ряда – от планетарного пояса материковых платформ до региональной тектонопары «архейский кратон–межкратонный пояс». 2. Пространственное группирование структурных единиц каждой из ступени подчинено сквозной ортогональной решетке. Её ведущими элементами, определяющими внутреннее устройство и эндогенную металлогению ВКСО, служит геоструктурная триада «фундамент Сибирской платформы → Билякчано-Омолонский трог → фундамент Восточно-Сибирской платформы», сгруппированные по принципу зеркальной симметрии по отношению к географическому меридиану. 3. Фактор высокой структурной упорядоченности и длительного унаследованного развития сформировал в пределах ВКСО глубинный режим особо благоприятный для проявления вертикально-телескопированного «кристаллический фундамент – осадочный слой» типа оруденения в уникально крупном масштабе.

Возраст синпокровных гранитов в аккреционноколлизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья

Ольхонский регион, включающий территорию Приольхонья и о-ва Ольхон, является фрагментом раннекаледонского пояса Западного Прибайкалья, сформированного в результате аккреционно-коллизионных событий, связанных с закрытием Палеоазиатского океана на южной окраине (в современных координатах) Сибирского кратона [1-4]. Структура региона представляет собой коллизионный коллаж, в котором приведены в тектоническое соприкосновение изначально разобщенные и различные по генезису сдвиговые пластины, различающиеся по набору слагающих их пород, составу протолита, степени метаморфизма и специфике магматизма. Сдвиговые деформации были наложены на более ранние синметаморфические структурные композиции покровного и купольного генезиса. Самые ранние из них носили покровный характер и были проявлены повсеместно. Однако покровные структуры сохранились лишь фрагментарно в виде реликтов среди других, более поздних структурных композиций [1-2, 5-6]. Одним из полигонов, где обнаружены картируемые покровные структуры, а также синкинематические граниты, отвечающие этапу покровных деформаций, является зона Нутгей (площадь Харикта) на северо-востоке Приольхонья [11]. Метаморфические породы (амфиболитовая фация) образуют здесь крупную правосдвиговую сигмоиду и отличаются пестрым составом (амфиболиты, кварциты, мраморы, мраморные меланжи). Широко развиты пегматоидные граниты сдвигового этапа. Мощность синсдвиговых жил достигает 20 метров. Они инъецированы жилами мелкозернистых гранитов мощностью несколько сантиметров. Вместе с тем, среди тотально развитых сдвиговых структур здесь сохранились и участки развития реликтовых складок покровного типа и ранних гранитов покровного этапа. Это тонкозернистые огнейсованные граниты; их жильные тела ори-

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Томский государственный университет, Томск, Россия

⁴ Геологический институт, Москва, Россия

⁵ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия



Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов в гранитах участка Харикта (Приольхонье). Содержания РЗЭ нормированы по составу хондрита С1 [7]

ентированы субпараллельно осевым поверхностям ранних покровных складок.

Петрография гранитов (от ранних к поздним):

(а) Минеральный состав синпокровных огнейсованных гранитов (обр. ЕМ-11-20) представлен кварцем (30–35%), плагиоклазом (30– 35%), калиевым полевым шпатом (35–40%) и единичными мелкими зернами биотита (1%). В породе наблюдаются гломеросростки относительно более крупных (до 1мм) зерен полевых шпатов. К данным скоплениям также приурочены зерна мусковита и граната. Вторичные изменения представлены пелитизацией полевых шпатов. Структура породы мелкозернистая, катакластическая.

(б) Пегматоидные синсдвиговые граниты (обр. ЕМ-11-22/1) состоят из кварца и калиевого полевого шпата. Полевой шпат пелитизирован. Структура породы крупно- или гигантозернистая.

(в) Самые поздние мелкозернистые граниты (обр. ЕМ-11-22/2), прорывающие пегматоидные граниты, сложены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и единичными мелкими зернами биотита. Вторичные изменения представлены пелитизацией полевых шпатов. Структура породы мелкозернистая, катакластическая. Встречаются участки с мирмекитовой структурой.

Петрогеохимия. Все три типа гранитов относятся к пересыщенным глиноземом лейкогранитам нормального ряда щелочности. По содержанию K_2O (от 1,66 до 4,05 мас.%) составы гранитов меняются от умеренно- до высококалиевых, по индексу MALI (4,19–6,48) – от кальциевых до щелочно-кальциевых. Общее содержание редкоземельных элементов растет от огнейсованных синпокровных гранитов к синсдвиговым пегматоидным гранитам и мелкозернистым гранитам ($\epsilon P33 = 37,61$; 85,86 и 241,71 г/т соответственно, рис. 1). Для всех типов гранитов характерно обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых, (Ce/Yb)_N = 273,84, 41,62 и 58,63 (от ранних к поздним). В редкоземельном спектре синпокровного гранита проявлена положительная Еu-



Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен циркона из синпокровного лейкогранита (обр. EM-11-20). Проба отобрана Е.И. Михеевым. U-Pb изотопные исследования выполнены в ГИ КНЦ РАН

Таблица

	% Дис.		-2.5	-0.8	
Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из синпокровного гранита (обр. EM-11-20)	Изотопные отношения и возраст, млн лет**	$^{207}Pb/^{206}Pb{\pm}2\sigma$	471±2	484±9	
		$^{207}Pb/^{235}U\pm 2\sigma$	481 ± 2	487 ± 10	
		$^{206}Pb/^{238}U\pm 2\sigma$	483±0.9	488±3	
	Изотопные отношения*	$^{207}Pb/^{206}Pb{\pm}2\sigma$	0.0565 ± 0.0003	0.0568 ± 0.0010	
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±2σ	0.606 ± 0.003	0.616 ± 0.012	
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±2σ	0.0778 ± 0.0001	0.0786 ± 0.0005	
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2478.10	55.14	
	Концентрация, ррт	n	1733.10	161.10	
		Ъb	128.76	34.45	
	Навеска (мг)		0.0175	0.0100	
	<u>№</u> п/п		Ι	2	*

Зсе отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Рb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%. Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [8].

аномалия, $(Eu/Eu^*)_N = 1,31$, а в спектрах синсдвигового пегматоидного гранита и прорывыющего его аплита – отрицательные аномалии, $(Eu/Eu^*)_N = 0.58$ и 0.27 соответственно. Мультиэлементные спектры имеют отрицательный наклон. Для синпокровного огнейсованного гранита выделяются положительные аномалии по U и K и отрицательная аномалия по Ті; для пегматоидного гранита – минимумы по Ва, Nb (Та) и Ті; для мелкозернистого гранита – минимумы по Ba, Nb (Ta), Sr, Ti.

U-Pb изотопный возраст. Для синпокровного гранита (обр. ЕМ-11-20) был установлен U-Рь изотопный возраст по единичным зернам циркона (г. Апатиты, ГИ КНЦ РАН) 490 и 480 млн лет для двух морфотипов (рис. 2). Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из синпокровного гранита приведены в таблице.

В совокупности с петролого-геохронологическими данными [9-10], полученными для синметаморфических гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов Ольхонского метаморфического террейна, полученные результаты позволили наметить главный рубеж перехода от покровных к сдвиговым деформациям, тем самым определить длительность формирования Ольхонской аккреционно-коллизионной системы (495–460 млн лет, $\Delta t = 35$ млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ОНЗ 10.3.

Литература

1. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3-22.

2. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).

3. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.

4. Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геол. и геофиз. 2013. Т. 54. № 10. С. 1562–1582.

5. Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. №4. С. 331–418.

6. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–701.

7. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Henderson P. (ed.) // Rare earth element geochemistry. Elsevier. 1984. P. 63–114.

8. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. N 2. P. 207–221.

9. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kroner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165. P. 235–246.

10. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.

11. Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Агатова А.Р. Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части Приольхонья (Байкал). Зоны Нутгей и Оргойта-Змеиная падь. Ольхонский геодинамический полигон. Масштаб 1:20000. Издание – группа компаний А1 TIS. Москва, 2011.

Новые данные Ar-Ar датирования позднепалеозойскораннемезозойского метаморфического события пород Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области

Структуры Западно-Корякской складчатой области расположены в зоне сочленения и дискордантные по отношению к структурам Верхояно-Чукотских мезозоид и Корякско-Камчатской складчатой области. На данный момент детально изучены Тайгоносский. Пенжинский и Пекульнейский сегменты Западно-Корякской складчатой области [10]. Было установлено широкое распространение позднепалеозойско-раннемезозойских комплексов, связанных с Кони-Тайгоносской островодужной системой. Исследования были продолжены в районе Усть-Бельских гор, расположенных между Пенжинским и Пекульнейским сегментами. В пределах Усть-Бельского сегмента (рис. 1) выделяется несколько покровных единиц. Отложения параавтохтона относятся к Алганскому террейну и представлены вулканогенно-терригенными породами средней юры – нижнего мела [5, 11]. В составе аллохтона (Усть-Бельский террейн) выделяется ряд пластин, крутопадающих на запад и северозапад, и представленных туфо-терригенными породами средней юры – нижнего мела, средне палеозойскими вулкано-терригенными комплексами. На севере они перекрыты Усть-Бельским массивом, который представлен крупным телом мафит-ультрамафитового состава. Геохронологические данные [3, 12], указывают на их докембрийский возраст. Ar/Ar датирование амфиболов [4] из жильного тела и даек в метаперидотитах различных пластин Усть-Бельского террейна указывает на два метаморфических события – в раннем ордовике (~490-470 млн лет) и среднем триасе (~250-240 млн лет). Подошва Усть-Бельского покрова представляет собой меланж [1, 8, 9]. Строение меланжа изучено плохо, и крайне мало аналитических данных по составу и возрасту пород входящих в его состав. В работе С.А. Паланджяна [8] меланж выделен в отдельную пластину, мощностью до 500 м. К-Аг возраст дацитов и амфиболитов р. Еонайваам 262 и 167-178 млн лет соответственно.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия ² Университет г. Хиросима, Япония

³ Университет Фэрбенс, Аляска



Рис. 1. Схема геологического строения Усть-Бельских гор [1, 2, 4]. Районы исследований показан прямоугольником: 1 – р. Еонайваам; 2 – г. Вилка. 1 – автохтон: вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения Алганского террейна (средняя юра – нижний мел); 2–5 – аллохтон: 2 – терригенные образования средней юры; верхней юры – нижнего мела; 3 – породы Усть-Бельского (север) и Эльденырского (юг) массивов, 4 – породы меланократового основания Отрожнинской и Толовской пластин; 5 – вулканогенно-осадочные породы верхнего девона – нижнего карбона; 6 – палеоген

В ходе полевых работ были изучены разобщенные выходы меланжей вдоль бортов р. Еонайваам и г. Вилка, которые по нашим наблюдением залегают в основании Усть-Бельского массива (см. рис. 1). В состав меланжей среди серпентинитов включены блоки глинистых сланцев, олигомиктовых метапесчаников, амфиболитов, эпидот-хлориткварцевых сланцев, метабазальтов с реликтами подушечной отдельности. В университете г. Фэрбенс (Аляска), П. Лэйером, был измерен Аг-Ar возраст монофракции амфибола из амфиболового сланца (обр. UB-07-32) в блоке реки Еонайваам, который составляет 265.3±2.6 млн лет. Сходные, Ar-Ar возрасты 252.1±2.4 и 254.±3.8 млн лет были получены для монофракций амфибола из амфиболитов (обр. 0-173/1; 07-159), отобранных в районе г. Вилка. Таким образом, можно сделать вывод о едином метаморфическом событии произошедшем в конце поздней перми и на рубеже с ранним триасом. Однако остается не ясным, насколько полученные Ar-Ar возрасты близки к возрасту протолита. Петрографическое изучение состава пород включенных в меланж, показывает их отличие от позднедевон-каменноугольных пород [1, 6, 7] Усть-Бельского террейна.

Изучение обломочной части песчаников, содержащих фауну валанжинского возраста [2], позволило установить большое количество обломков амфиболитов и метабазальтов, сходных по строению с породами из блоков меланжей. Предварительные результаты U-Pb датирования детритовых цирконов, выполненных в Университете г. Хиросимы, указывает на аптский возраст седиментогенеза (120 млн лет). Так же присутствуют цирконы с возрастом близким к 250 млн лет. Это позволяет сделать вывод о выведении в область эрозионного размыва позднепермских-раннетриасовых пород в конце раннего мела.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-31432-мол а, 13-05-00249, 14-05-00031.

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

2. Захаров В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. М.: Всесоюзное аэрогеологическое научнопроизводственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР, 1974.

3. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. U-Рb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитовго массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48–59. 4. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лэйер П., Кононкова Н.Н., Ишиватари А., Соколов С.Д. Результаты ⁴⁰Аг/³⁹Аг датирования ультрамафитов и мафитов Усть-Бельского террейна (центральная Чукотка) и их интерпретация // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 217–219.

5. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.

6. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. Строение и датирование детритовых цирконов осадочного комплекса Отрожнинских офиолитов (Усть-Бельский террейн, Северо-Восток России) // 4-е Яншинские чтения; современные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2011. С. 116–123.

7. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. Строение, состав и возраст вулканогенно-осадоч-ного комплекса Отрожнинской пластины Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // Геотектоника. В печати.

8. Паланджян С.А. Офиолиты Усть-Бельского террейна: среднепалеозойская океаническая ассоциация в Западно-Корякском покровно-складчатом поясе // Материалы IV Совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 180–184.

9. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация 40Ar/39Ar датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.

10. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515)

11. Соколов С.Д., Бялобжекский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.

12. Тихомиров П.Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН. Сер. геол. 2010. Т. 434. № 3. С. 222–226.

Зарождение зоны субдукции и ранняя стадия развития энсиматической островной дуги: краткий обзор, пример палеоструктуры (Тува)

Несмотря на то, что к настоящему времени теория тектоники литосферных плит в целом достаточно хорошо разработана, все еще остается непонятным вопрос о зарождении и ранней стадии эволюции зоны субдукции.

Охлаждение океанической литосферы, приводящее к увеличению ее плотности, само по себе не может быть причиной ее погружения в мантию, и с течением времени вероятность инициирования субдукции по этому сценарию на окраинах Атлантического океана не увеличивается [1, 2]. Считается, что для образования новой зоны субдукции необходимы внешние сжимающие силы, умеренная мантийная конвергенция, благоприятное изначальное тектоническое положение системы: бывшие спрединговые центры, зоны разломов, трансформные разломы, пассивные континентальные окраины, меняющие полярность субдукционные зоны [Gurnis et al., 2004].

Зарождение внутриокеанических зон субдукции сопровождается образованием офиолитов [3–10]. Эти офиолиты еще в 1984 году было предложено называть додуговыми [11]. Этим офиолитам, как индикаторам зарождения зон субдукции, долгое время не уделялось внимания. Обычно всё ограничивалось слишком общим понятием "офиолитов примитивных дуг".

В настоящее время довольно четко сформировано положение о ключевой роли офиолитов преддуговой зоны в расшифровке механизмов инициации субдукции [6]. Полагают, что фундамент преддужья Идзу-Бонин-Марианской системы сформировался 52–48 млн лет назад при спрединге и MORB-подобном магматизме *почти синхронно* в зоне шириной 300 км и тысячи километров протяженностью [3, 5, 8]. Однако, модель Дилека и Фарнеса (рис. 1) [14] предполагает, что додуговые офиолиты могут слагать фундамент не только преддуговых, но и собственно островодужных, а также и задуговых структур, примыкающих к островодужным.

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов (ТувИКОПР) СО РАН, Кызыл, Россия



Рис. 1. Генезис надсубдукционных офиолитов [14]

Анализ островодужных систем Тихого океана показывает, что с островодужными комплексами пространственно тесно ассоциируют: а) океанические офиолиты в фундаменте островных дуг, б) додуговые офиолиты, формирующиеся в процессе зарождения зоны субдукции, и в) островодужные офиолиты интрадуговых и задуговых рифтогенных бассейнов [7, 11, 12].

Предполагается, что формирование додуговых офиолитов обязано быстрому растяжению верхней океанической плиты в зарождающейся зоне субдукции в ответ на погружение нижней плиты [5, 7]. В последнее время все больше используются модификации модели *rollback* [после 3, 5], основанных на предположении о том, что на инициальной стадии субдукции слэб на некоторой глубине снижает скорость и изменяет направление погружения, с чем связаны откат слэба, спрединг в вышележащей плите, плавление обогащенной, деплетированной и деплетированной метасоматизированной мантии и смешение расплавов (рис. 1).

Для албанских офиолитов разработана модель зарождения зоны субдукции в срединно-океаническом хребте [13]. Согласно ее, MORB магматизм сопровождает процесс зарождения зоны субдукции, частично прекращается с появлением бонинитов (через 5 млн л) и полностью прекращается с появлением дугового магматизма (через 5.6 млн лет). Модель объясняет образование высоко- (TiO₂ 3.5–0.8%), низко- (1.1–0.4%) и очень низкотитанистых (0.4–0.1%) базитов. Образование высокотитанистых базальтовых магм связывают с парциальным плавлением неистощенной мантии MORB-типа [14].

Таким образом, на инициальной стадии эволюции зоны субдукции в течение первых миллионов лет возможно образование разнотипных (MORB, OIB и IAT) магматических комплексов.

Таннуольско-Хамсаринской островодужная система (**TXOC**) представляет собой крупный фрагмент существовавшей в позднем венде в Палеоазиатском океане системы островная дуга-задуговый бассейн (рис. 2). Возраст офиолитов инициальной стадии эволюции **TXOC** составляет 578–570 млн л. [15, 16], возраст островодужного вулкано-плутонического комплекса – 563–542 млн л [17, 18]. С начала кембрия началась аккреция **TXOC** с Тувино-Монгольским микроконтинентом [18].

В преддуговой зоне **TXOC** представлено два типа базальтовов MORB-OIB типа: 1) в тектонических пластинах (TiO₂ 1.5–1.9 мас.%, ϵ Nd(T) +7.1...+7.5) и 2) в меланж-олистостромовой ассоциации (TiO₂ 2.2–4.1 мас.%, ϵ Nd(T) +2.4...+4.5). Базальты первого типа локализуются преимущественно вдоль контакта с мета-турбидитами Западного Саяна, представляют собой фрагменты аккретированных к TXOC в процессе субдукции океанических лавовых поднятий [19]. Базальты второго типа представлены в Хемчикско-Сыстыгхемской подзоне преддуговой зоны, а также в Агардагской и Каахемской подзонах задуговой зоны.

Офиолиты преддуговой Куртушибинской и Хемчикско-Сыстыгхемской под-зон, а также задуговой Агардагской подзоны по редкоземельному составу базальтов и диабазов похожи на N-MORB, но более деплетированы редкими землями, слабо обогащены крупноионными элементами и слегка истощенны Та и Nb. Возраст офиолитов преддуговой зоны по ⁴⁰Ar/³⁹Ar данным 578.1±5.6 млн л. (Шатский массив, [16]), задуговой зоны по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb данным 569.6±1.7 (Агардагский массив, [15]).

Литература

1. Gurnis M., Hall Ch., Lavier Luc. Evolving force balance during incipient subduction // GGG. 2004. V. 5. N 7. 1029/2003GC000681.

2. *Hall Ch.E. et al.* Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 15–30.



Рис. 2. Структурно-формационное районирование ТХОС. 1 – наложенные ассоциации (S-N); 2 – окраинно-континентальные турбидиты; 3–6 – комплексы ТХОС: 3 – преддуговые терригенные с выступами офиолитокластового фундамента, 4 – задуговые вулканогенные и терригенно-вулканогенные, 5 – островодужные осадочно-вулканогенные и вулкано-плутонические, 6 – офиолитовые;

7 – метаморфические комплексы; 8 –постак-креционные разломы и надвиги. Буквы в кружках – подзоны: Хемчикско-Сыстыгхемской преддуговой зоны: Кш – Куртуши-бинская и Х-С – Хемчикско-Сыстыгхемская; Таннуольско-Хамсаринской островодужной зоны: Та – Таннуольская, Он – Ондумская и Хс – Хамсаринская; Восточно-Тувинской задуго-вой зоны: Аг – Агардагская, Кх – Каахемская и Бх – Бийхемская

3. *Bloomer S.H. et al.* Early Arc volcanism and the Ophiolite problem // Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Amer. Geoph. Un. 1995. P. 67–96.

4. *Reagan M.K. et al.* Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // GGG. 2010. V. 11. N 3. Q03X12.

5. *Stern R.J., Bloomer S.H.* Subduction zone infancy; examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs // Geol. Soc. Am. Bull. 1992. 104. P. 1621–1636.

6. *Stern R.J. et al.* To Understand Subduction Initiation, Study Forearc Crust; To Understand Forearc Crust, Study Ophiolites // Lithosphere. 2012. V. 4. P. 469–483.

7. *Shervais J.W.* Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites // GGG. 2001. V. 2. Pap. N 2000GC000080.

8. *Ishizuka O. et al.* The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc // Earth and Planetary Sci. Lett. 2011. V. 306. P. 229–240.

9. *Pearce J.A., Robinson P.T.* The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // Gondwana Res. 2010. V. 18. P. 60–81.

10. *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic finger-printing of ancient oceanic lithosphere // Geol. Soc. Amer. Bull. 2011. V. 123. № 3/4. P. 387–411.

11. Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 134–165.

12. Высоцкий С.В. Офиолиты островодужных систем Тихого океана: критерии типизации // Офиолиты. Материалы научной конференции. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 6–12.

13. *Insergueix-Filippi D. et al.* Albanian ophiolites. II – Model of subduction zone infancy at a mid-ocean ridge // Ophioliti. 2000. V. 25. N1. P. 47–53.

14. *Dilek Y, Furnes H., Shallo M.* Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust // Lithos. V. 100, N 1–4. P. 174–209.

15. *Pfänder J.A., Kröner A.* Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva // Precambrian ophiolites and related rocks. Amsterdam, 2004. P. 207–221.

16. *Монгуш А.А. и др.* Офиолиты Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Докл. РАН. 2011. Т. 438. №6. С. 796–802.

17. *Руднев С.Н. и др.* Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Вост. Тува): состав, возраст, источники // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.

18. Монгуш А.А. и др. Тектономагматическая эволюция Таннуольской зоны (геохим., Nd изотоп. и геохрон. данные) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №5. С. 649–665.

19. Волкова Н.И. и др. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (Западный Саян) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 4. С. 401–414.

Реконструкция кинематических характеристик разрывных нарушений и поля палеонапряжений для Урмано-Арчинской площади (Нюрольская впадина)

Реконструкция полей напряжений является ключевым моментом в изучении тектонической эволюции исследуемого региона, необходимой для дальнейшего прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Поиск методов решения этой задачи особенно актуален для закрытых территорий, где нет возможности произвести замеры систем трещин и борозд скольжения на их поверхностях в природных обнажениях. В настоящей работе в качестве примера приводится реконструкция поля напряжений на Урмано-Арчинской площади, расположенной в центральной части Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты. Основным объектом исследования являются разрывные нарушения, фиксируемые в осадочном комплексе между поверхностью палеозойского фундамента и баженовской свитой. Изучение разрывных нарушений производилось по сейсмическим разрезам и структурным картам сейсмических горизонтов. Основные разрывные нарушения были выделены при обработке сейсмических данных, и нами их местоположение и ориентировка в пространстве были лишь незначительно скорректированы.

Отбор сейсмических профилей для анализа структурной эволюции

Исследование эволюции разрывных нарушений и оценка амплитуд перемещения по ним должны производиться по наиболее представительным сейсмическим профилям, т.е. они должны пересекать значительное число разрывных нарушений для их изучения. На основе сейсмического профиля проводится оцифровка всех отражающих сейсмических горизонтов. Большинство разрывных нарушений для Урмано-Арчинской площади идентифицируются как крутопадающие плоскости и имеют отчетливую сбросовую компоненту перемещений. Для анализа смещений по разрывным нарушениям производится поэтапная реставрация разреза, где каждому этапу реставрации соответствует выделенный комплекс. Каждый комплекс выделяется на основе изменения мощностей свит и амплитуд перемещений по разломам и характеризуется различной активностью разрывных нарушений, что отвечает разным этапам эволюции региона. Путем суммирования горизонтальных перемещений по

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПБГУ), Санкт-Петербург, Россия

разломам с учетом их знака мы получаем оценку удлинения поверхности за счет формирования разломов. При оценке величины растяжения данные по сбросам суммируются, а по взбросам вычитаются. Если перемещение происходит не по отдельным поверхностям, а в пределах некоторых зон, это удлинение должно приводить к разуплотнению пород.

По результатам анализа сейсмических профилей было выделено 3 комплекса. Нижний комплекс (кровля палеозойского фундамента – кровля ранней юры) характеризуется наибольшей изменчивостью мощностей свит и наибольшими перемещениями по разрывным нарушениям. Средний комплекс (средняя юра), характеризуется слабой изменчивостью мощностей выделяемых на профилях стратиграфических подразделений и затуханием разломов. Верхний комплекс (средняя поздняя юра) характеризуется крайне незначительной изменчивостью мощностей сейсмостратиграфических подразделений и отсутствием отчетливо дешифрируемых разломов.

Горизонтальные перемещения считались в условных единицах, поэтому величины удлинения поверхности рассматриваются только в процентах. Для нижнего комплекса они колеблются от 0,23% до 0,81%, в среднем – 0,4%, для среднего комплекса – от 0,06% до 0,02% и для верхнего – в среднем менее 0,01%.

Три выделенных комплекса отвечают разным этапам эволюции изучаемого региона, и различная активность разрывных нарушений должна проявиться в различных полях напряжений.

Методика расчета локального поля напряжений при анализе структурных карт отражающих горизонтов

Определение кинематических характеристик разрывных нарушений производилось по методике, изображенной на рис. 1. На структурной карте сейсмического горизонта выбирается характерная структурная форма, распознаваемая как в висячем, так и лежачем крыле изучаемого разлома. Для выбранной структуры на карте отрисовывается след осевой поверхности, который прерывается при пересечении этой структуры разломом. Для точек разрыва следа осевой поверхности определяются координаты, а вектор, соединяющий разорванные фрагменты структуры, является вектором перемещения, определяющим кинематику разлома. Так как выделение коррелируемых в висячем и лежачем крыле разлома структурных форм нередко оказывается неоднозначным, при расчете осей напряжений учитывались только те вектора перемещения, которые (1) характеризовались сходной ориентировкой для нескольких сейсмических горизонтов (2) характеризовались сходной ориентировкой для нескольких соседних структурных форм в пределах одного горизонта.



Рис. 1. Схема определения вектора перемещения по разрывному нарушению. Угол α – это угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома, его величина определяет соотношение между сбросовзбросовой и сдвиговой компонентами перемещений

После отбраковки недостаточно надежных данных, для серии точек на структурных картах нескольких сейсмических горизонтов были определены элементы залегания поверхности разлома и вектора перемещения. При этом разлом и вектор перемещения рассматриваются нами как трещина скалывания и борозда скольжения с определенным направлением перемещения, т.е. те структуры, ориентировка которых традиционно используется для расчета полей напряжений [1–4].

Учитывая, что поверхность разлома обычно неровная, элемент залегания разлома определяется только для фрагмента, в пределах которого находится сам вектор перемещения. Одновременно с элементами залегания вектора перемещения и поверхности разлома определяется и угол между вектором перемещения и азимутом падения поверхности разлома (рис. 1). Очевидно, что если этот угол менее 45°, то преобладает сбросовая (взбросовая) компонента перемещения, если угол более 45°, то преобладает сдвиговая компонента.

Полученные данные по элементам залегания поверхности разлома и вектора перемещения заносятся в таблицу и загружаются в программу FaultKin версии для Windows (FaultKinWin), разработанной в Корнельском университете (США) в группе Р. Альмендингера [5] и идеологически близкой к методу В.Д. Парфенова.



Рис. 2. Распределение квадрантов растяжения (серый цвет) и сжатия (белый), на нижележащем (а) и вышележащем (б) сейсмических горизонтах нижнеюрских отложений. Проекция нижней полусферы. На стереограмме квадратами показаны: 1 – усредненная ось растяжения; 2 – усредненная промежуточная ось; 3 – усредненная ось сжатия

Основными результатами интерпретации структурных сейсмических горизонтов является то, что на верхней границе палеозойского фундамента наиболее характерны интенсивные вертикальные перемещения, где для большинства разломов перемещение по падению (сбросы) является доминирующим. Для разрывных нарушений, фиксируемых на сейсмических горизонтах нижнеюрских отложений, доминирующей компонентой перемещений является правосдвиговая. Изменение кинематических характеристик разломов при переходе от кровли палеозойского фундамента к кровле нижнеюрских отложений свидетельствует о значительном изменении поля напряжений на данном рубеже, а наличие единых кинематических характеристик разломов для сейсмических горизонтов нижнеюрских отложений свидетельствует о едином поле напряжений. Как показано на рис. 2, поля напряжений для нижнеюрских отложений в целом сходны между собой. Они характеризуются довольно близкими квадрантами сжатия и растяжения с субгоризонтальной осью и полого погружающейся осью сжатия при крутом залегании промежуточной оси. Такая ориентировка осей сжатия характерна для формирования сдвигов, у которых возможна незначительная сбросовая составляющая перемещений.

Таким образом, реконструкция поля напряжений показывает, что в мезозойское время доминировало сжатие север-северо-западного простирания. Пологая до субгоризонтальной ориентировка осей сжатия и растяжения указывает на преобладание сдвиговой тектоники на этом этапе эволюции Арчинской площади.

Авторы выражают благодарность ООО «Газпромнефть НТЦ» за предоставленные материалы и разрешение опубликовать результаты исследований.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

2. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989.

3. *Ребецкий Ю.Л*. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007.

4. *Marrett R., Allmendinger R.* Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12, N 8. P. 973-986.

5. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge: Cambridge University Press, 2012.

С.А. Несмеянов¹

Активные разрывы орогенических областей (на примере Западного Кавказа)

Выявление и характеристика активных тектонических разрывов в орогенах важны как в теоретическом, так и практическом аспектах. В теоретическом плане их изучение позволяет судить о геологически современных разрывных смещениях и их орографическом проявлении. Такие смещения являются одним из опасных геологических процессов, который важно учитывать при строительном проектировании. И уровень этой опасности различен для разных типов инженерных сооружений (сооружений с разными величинами предельно допустимых де-

¹ Федеральное государственное бюджетное Учреждение науки Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН

формаций). В связи с этим из существующих определений понятия "активный разрыв" (А.А. Никонов, В.Г. Трифонов и др.) целесообразно использовать тот, который наиболее удобен для практики. Применительно к инженерным изысканиям для строительства, целесообразно считать активным разрыв, смещение по которому может быть опасным для устойчивости инженерных сооружений. Поэтому, учитывая обычно прогрессирующую на новейшем этапе геологического развития интенсивность разрывных смещений в орогенах, и разную степень изученности территорий активными могут считаться: а) современные разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально (геодезическими или геофизическими методами) или документально (при сопоставлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.); б) молодые разрывы, смещения по которым происходили в неоплейстоцене (т.е. примерно в течение последнего миллиона лет); в) новейшие разрывы с максимальными для данной территории амплитудами смещений за новейший геологический этап (обычно последние 20-30 млн лет) [1].

Методика изучения активных разрывов с начала 60-х годов XX века успешно разрабатывалась в Средней Азии, а позже - преимущественно на Кавказе, Сахалине и в других орогенических областях. В настоящее время наиболее разносторонние исследования связаны с Западным Кавказом [2], который можно рассматривать в качестве полигона, где методические работы сопровождались изысканиями для проектирования трубопроводов ("Голубой поток", КТК и др.), олимпийских и курортных объектов, уточнения исходной сейсмичности и сейсмического микрорайонирования городов (Анапа, Туапсе, Сочи и др.).

Ниже следует остановиться на трех методических направлениях (картирование активных разрывов, количественная оценка разрывных смещений и их прогноз) и связанных с ними проблемах.

1. Выявление активных разрывов традиционно опирается на площадное картирование разновозрастных элементов рельефа и на дешифрирование аэрокосмических фотоизображений и топографических материалов с последующей проверкой результатов исследований на местности. Как правило, опасные для строительства приповерхностные разрывы получают отражение в рельефе, т.е. являются рельефообразующими. Поэтому корреляция геоморфологических уровней позволяет охарактеризовать морфологию неотектонических структур, в том числе и разрывных, и выявлять вертикальные разрывные смещения. Интенсивные сдвиговые перемещения неизбежно отразятся в изгибах водотоков, тальвегов, бортов оврагов, речных долин, отрогов хребтов и т.п. Картирование активных разрывов показало, что на Большом Кавказе они лишь частично совпадают с более древними (доновейшими) разрывами, выявляемыми при традиционной геологической съемке. Это связано с существенной структурной перестройкой в начале новейшего этапа геологического развития. В ряде случаев намечаются признаки перестройки структур и в начале неоплейстоцена, связанные с активизацией тектонических движений. Доновейшие разрывы, среди которых много надвигов и сдвигов, отличаются гораздо большими суммарными амплитудами смещений, по сравнению с активными, среди которых преобладают сбросы и взбросы.

При укрупнении масштаба картирования не только увеличивается плотность активных разрывов (при обычном уменьшении активности вновь выявленных локальных разрывов), но и изменяется соотношение их разных кинематических типов. Часто выявляются циркообразные локальные сбросы. При этом разрывы, картируемые в мелких масштабах в виде линий, при более детальном рассмотрении оказываются объемными телами – разрывными зонами, в которых выявляются два или три типа подзон: сместителя, тектонических клиньев и краевых подзон аномальной трещиноватости. Разрывные смещения обычно локализуются в пределах подзон сместителя (в сложных разрывных зонах – преимущественно в подзоне главного сместителя). Смещения могут происходить по трещинобразным поверхностям в пределах подзоны сместителя с образованием уступа, а могут быть распределены в пределах всей этой подзоны, с формированием наклона в основании сооружения [1, 3].

Строение разрывных зон целесообразно уточнять с помощью комплекса геофизических исследований, включающего варианты электроразведки и сейсморазведки. Электроразведочные работы обычно выполняются методом ВЭЗ МДС (вертикальные электрические зондирования по методу двух составляющих). Сейсморазведка проводится методом преломленных волн (МПВ) с системой взаимно увязанных встречных и нагоняющих годографов. На основании таких материалов определяются контуры, строение и наклон разрывных зон [1, 3].

2. Количественная оценка вертикальных разрывных смещений опирается на возрастное расчленение рельефа. Основным смещаемым элементом служат геоморфологические уровни (речные, озерные и морские террасы и поверхности выравнивания), выделяемые на сети продольных и поперечных по отношению к простиранию горного сооружения геолого-геоморфологических профилей, которые проводятся по водоразделам разных порядков и участкам наиболее полной сохранности террасовых образований. Региональная сеть профилей должна затрагивать основные стратотипы, палеонтологические и археологические местонахождения и другие объекты, на которых возможна датировка террас и иных геоморфологических уровней. При детализации исследований региональная сеть профилей дополняется их локальными сетями. На них проявляется иерархическая система эрозионно-аккумулятивных циклов, которая составляет основу местной стратиграфической схемы террасового ряда. Масштабная и возрастная иерархия указанных циклов определяет этапность рельефообразования и орогенеза рассматриваемого региона.

При смещении одним разрывом нескольких геоморфологических уровней возможно выявление поэтапных смещений и оценка их тенденций (ускорение или замедление движений), важная для прогноза.

3. Прогноз активных разрывных смещений обычно делается для различных прогнозируемых геологических этапов, а для строительного проектирования - на срок службы инженерного сооружения. В последнем случае оценка опасности разрывных смещений не одинакова для разных типов сооружений. Для массового промышленного и жилищного строительства существуют единые оценки предельно допустимых деформаций в основании сооружения (например, наклон – 3 мм/м, уступ – 1 см и др.), определяемые нормативными документами.

Для ответственных и уникальных сооружений величина опасных криповых смещений может существенно отличаться от значений, принятых для массового и промышленного строительства. Так, известно, что для магистральных трубопроводов не опасны даже перемещения в несколько сантиметров, а иногда дециметров на базах порядка 100 м.

Предлагаются следующие варианты расчетов [1]:

а) Для ответственных сооружений – повышать на порядок величин (в 10 раз) скорости неоген-четвертичных разрывных смещений. Указанные пересчитанные скорости названы "приведенными", поскольку они приведены в соответствие с общей тенденцией ускорения тектонических движений в плейстоцене.

б) Для особо ответственных сооружений (реакторных зданий АЭС, нефтепроводов и т.п.), аварии на которых могут привести к гибели людей, значительному материальному ущербу и нежелательным экологическим последствиям, целесообразен более детальный расчет с применением коэффициента Гзовского (увеличение расчетной скорости движений при сокращении времени осреднения на порядок величин).

Литература

1. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.

2. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.

3. Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования. М.: Наука. 1982. 136 с.

В.М. Нечеухин, Е.Н. Волчек¹

Тектоно-геодинамические элементы эпиокеанических орогенных систем Тимано-Уральского сегмента Евразии и их пространственно-временные соотношения

Палеогеодинамические реконструкции создали основу для вывода об участии в сложении Тимано-Уральского сегмента Евразии геодинамических систем, которые, размещаясь по периферии Русской протоплиты, отвечают верхнепротерозойскому, палеозойскому и мезозойскокайнозойскому временным интервалам. При этом каждая система, имея отличительную возрастную характеристику, занимает свое пространственное положение, связанное с последовательностью вовлечения ее в процессе интеграции в ареал сегмента. Вместе с этим каждая из выделенных система отделена от других систем структурными границами шовного типа и характеризуется своими рядами ассоциаций геодинамического ряда, которые отражают режимы и обстановки, проявившиеся при ее формировании. Пространственно-временные взаимоотношения между этими системами составляют содержание эволюционных и интеграционных их соотношений.

Основной объем ассоциаций характеризуемого сегмента составляют ассоциации верхнепротерозойского Тиманского и палеозойского Уральского орогенных систем, а также сопровождающих последний орогенических поясов. Сопоставление этих систем и поясов по составу слагающих их геодинамических ассоциаций и геодинамике формирования дало основание к тому, чтобы выделить из этих систем орогенические системы эпиокеанического и эпикратонного типов. К эпиокеани-

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ческому типу отнесены орогенные системы, которые сложены структурно-вещественными ассоциациями, формировавшимися в геодинамических обстановках океанических бассейнов на океанической коре. К наиболее значимым индикаторам этих обстановок относятся прежде всего офиолитовые ассоциации, а также ассоциации энсиматических островных дуг. Альтернативу им составляют орогены эпикратонного типа, ассоциации которых формируются во внутриплитных обстановках на континентальной коре в условиях стабильных режимов [1, 2].

В соответствии с материалами плитотектонических реконструкций в тектоническом сложении орогенических систем, как правило, участвуют структурные образования как с автохтонным, так и аллохтонным залеганием. При этом структурные образования с автохтонным залеганием характерны для структурно-вещественных ассоциаций систем или их частей, которые формировались в пределах плитных кратонов на коре континентального типа в условиях устойчивых режимов и обстановок. В свою очередь структурные образования с аллохтонным залеганием характеризуют ассоциации, формировавшиеся в пределах океанических бассейнов и их периферийных частей. Структурное становление таких ассоциаций, как свидетельствуют материалы палеомагнитных исследований и фациально-формационных сопоставлений, сопровождалось существенными перемещениями от места своего образования к периферии кратонов в условиях широкого и многоэтапного проявления процессов аккреции и коллизии. Реконструкции свидетельствуют, что формирование аллохтонных структур сопровождается деструкцией и существенной, а иногда и полной трансформацией структур, которые отвечали исходным геодинамическим режимам и обстановкам [3].

Все это не позволяет использовать традиционные подходы к выделению и характеристике структурных элементов геодинамических систем, а также к их тектоническому районированию. Отсутствуют возможности и для использования принятой тектонической терминологии, особенно в применении к аллохтонным структурным образованиям, в которых основная роль принадлежит покровам, надвигам, структурным швам и другим элементам. Сложности состоят в характеристике структурных образований, в непрерывных разрезах которых присутствуют одновременно структурные элементы, сложенные ассоциациями разных геодинамических режимов и обстановок. Очевидно, что в этих случаях имеет место аккреционно-коллизионное сочленение этих элементов. В этом отношении трудно принять за методологическую основу подходы, при которых практически сохраняются структурные элементы, выделявшиеся с позиций геосинклинальной концепции, хотя и изменяются некоторые трактовки и используется другая, чаще всего не несущая структурной нагрузки, терминология.

Таким образом, стоит проблема разработки методологии выделения структурных образований, адекватных отмеченным положениям.

В соответствии с этим, предлагается использовать методику, которая предполагает выделение тектоно-геодинамических элементов и их сочетаний. При этом под термином тектоно-геодинамический элемент понимается, прежде всего, единичное структурное образование, сложенное комплексом пород определенного геодинамического режима или обстановки (покров океанической коры, тектонический блок, террейн и др.). Другим типом такого элемента может являться структурная единица, представляющая структурный элемент конкретной геодинамической обстановки (надвиг, сдвиг, шов и др.).

Сочетания таких единиц даст основание к выделению структурных ансамблей, а также структурно-геодинамических сегментов, мегазон и зон. Объединение этих единиц в более крупные структурные подразделения могут быть положены в основу выделения орогенов, орогенических поясов и других региональных структур земной коры, в том числе фрагментов континентальных палеоплит. Предлагаемое понятие тектоно-геодинамического элемента может быть использовано, вероятно, и при характеристике автохтонных структурных образований. При этом предлагается геодинамическую природу как отдельных таких единиц (покров, надвиг, аккреционный шов и т.д.), так и их ансамблей разного иерархического положения (поднятие, синформа, антиформа, структурный ансамбль и др.) отразить отдельным прилагательным термином.

Следует отметить, что вовлечение в сложение орогенических систем геодинамических образований континентальных палеоплит, слагающих периферию этих систем, сопровождается, как правило, их тектонической трансформацией. В частности, фрагменты палеоплит под влиянием аккреционно-коллизионных процессов, проявляющихся при тектоническом становлении таких систем, претерпевают крупные глыбовые перемещения. Соответственно образуются структуры типа региональных и локальных поднятий и выступов, которые выделяются как антиклинальные структуры. Однако при этом внутреннее строение таких поднятий и выступов сохраняет элементы их первичной геодинамики формирования. В основном им отвечают структуры региональных депрессий, локальных грабенов и других структур. Эти особенности демонстрируют, прежде всего, сейсмоструктурные профили, в частности, выполненные в пределах геодинамических систем [4]. В сложении Тимано-Уральского сегмента Евразии выделяется два вида пространственно-временных соотношений геодинамических систем. Один определяется положением эпиокеанических орогенов относительно периферии палеократона, а другой связан с положением ассоциаций разных геодинамических режимов и обстановок в пределах этих орогенов.

Литература

1. *Нечеухин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н.* Геодинамические системы основных периодов формирования Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера. №2. С. 3-20.

2. Нечеухин В.М. Эпиокеанические и эпикратонные палеогеодинамические системы и плитотектоническая металлогения Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 40-61

3. *Нечеухин В.М., Волчек Е.Н.* Типы аккреционных и коллизионных процессов в орогенных системах Тимано-Уральского сегмента Евразии. // Литосфера. № 4. С. 78-90.

4. Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, Уральский государственный горный университет, 2009. 158 с.

А.А. Никонов, А.М. Корженков¹

К 90-летию выдающегося исследователя Средней Азии Олега Константиновича Чедия

Сейсмотектоника, поля смещений, деформаций и сейсмичности северного ограничения Тянь-Шаня: комплексное рассмотрение

Введение. В пределах бывшего СССР до сих пор лишь единичные районы могут стать объектами совместного, комплексного анализа представительных данных по структуре земной коры, новейшей текто-

¹ Институт физики земли РАН, Москва, Россия

нике, полю современных деформаций и смещений, сейсмичности. Избранный авторами регион, а именно Киргизский хребет с прилежащей с севера равниной, т.е. область сочленения активизированного Тянь-Шаня с прилежащей Казахской платформой, принадлежит к таковым. Именно здесь, на Бишкекском прогностическом полигоне, на вполне современном уровне разными группами исследователей ранее во главе с О.К. Чедия получены представительные данные о тектонической структуре, новейшей тектонике, долговременной, резко менявшейся сейсмичности [3, 5, 7], а в последние десятилетия – по полю горизонтальных смещений и полю деформаций [6, 9]. В исследованиях последних лет по региону упор сделан на определение численных характеристик геодинамических явлений в последние десятилетия, но без основательных соотношений с конкретными структурами разных масштабов. Проанализировать совместно наблюдательные геологические данные и результаты измерений за десятилетия – такова задача настоящего сообшения.

Результаты инструментальных измерений. Изучение поля перемещений (по измерениям GPS на поверхности) и поля деформаций на Тянь-Шане (по решениям механизмов очагов слабых землетрясений на глубине 5-25 км) за последние примерно 20 лет обнаружило господство субгоризонтального меридионального сжатия всего региона. Смещения поверхности в северном направлении происходят в этот период со скоростью до 12 мм/год на Памире и в Южном Тянь-Шане и на порядок меньше – в Киргизском хребте и севернее, на платформе [9]. Главные результаты изучения сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона в центральной части Чуйской впадины за последнее столетие заключаются в том, что район не подвергался толчкам с М>5.5, а в переходной полосе от Киргизского хребта к равнине эпицентры землетрясений практически отсутствуют. На всем пространстве Киргизского хребта, в том числе в районе г. Бишкек (ранее Пишпек, а затем Фрунзе), после конца XIX века произошло всего несколько сейсмических событий с магнитудой в пределах М 5. Иными словами, в это время (и вообще почти столетие) район находится в состоянии сейсмического покоя [2]. Однако обращение к сейсмической истории района, также как палеосейсмогеологические данные (см ниже) свидетельствуют об обратном. Так возникает научная и практическая необходимость изучения района на более комплексной и углубленной основе, с расширением временных рамок, большим набором используемых подходов, включением в анализ материалов по структуре земной коры, неотектонике, сейсмотектонике, палеосейсмогеологии и исторической сейсмичности.

Сейсмотектоника области сочленения активизированного Тянь-Шаня (Киргизского хребта) и Казахской платформы. На границе Чуйской впадины и Киргизского хребта ясно выделяются три главных сейсмогенерирующих разлома: (с запада на восток) Чонкурчакский краевой разлом, простирающийся к западу от долины реки Аламедин, Иссык-Атинский, идущий вдоль северной подошвы предгорий, и Шамсинско-Тюндюкский, отделяющий представленные кайнозойской молассой предгорья от собственно Киргизского хребта, сложенного породами домезозойского консолидированного основания. Вертикальные подвижки по краевым разломам Шамсинско-Тюндюкскому и Чонкурчакскому составили первые километры за весь неотектонический этап (начиная с позднего олигоцена), амплитуды поднятий по предгорному Иссык-Атинскому разлому оценены в первые сотни метров за четвертичное время. Смещения по этим разломам, а также по разрывам второго порядка, ответственны за возникновение сильных исторических и палеоземлетрясений в предгоьях и в Чуйской впадине, которые локализованы по сейсмодислокациям и историческим данным [3-5, 8]. Сейсмодислокации приурочены в основном к крутому северному крылу Киргизского хребта и ограничивающим его с севера краевым разломам (например, Чонкурчакский разлом и связанный с ним одноименный участок позднеголоценовых сейсмодислокаций) [3].

Отдельного упоминания и наибольшего внимания заслуживают сейсмодислокации приуроченные к Иссык-Атинскому "адырному" (предгорному) разлому, ответственному за рост молодых внутривпадинных поднятий – предгорий Чуйской впадины. Последние исследования в зонах этих разломов с помощью тренчинга позволили выделиить здесь шесть сильных землетрясений за последние 2000 лет) [4, 8].

Сейсмичность Сев. Тянь-Шаня и Беловодское землетрясение 1885 г., M=7.0. В Северном Тянь-Шане известна целая серия исключительных по разрушительной мощи землетрясений в конце XIX – начале XX веков: Верненское 1887 г. (M=7,3 \pm 0.5), Чиликское 1889 г. (M=8,3 \pm 0.5) и Кебинское 1911 г. (M=8,2 \pm 0.3). В истории континентальных землетрясений трудно найти другой такой пример огромного излучения сейсмической энергии в столь короткий срок и на ограниченной территории. Среди этих сейсмических событий Беловодское землетрясение 02.VIII н.с. 1885 г. выделяется как первое в серии и наименее известное [1]. Авторами оно заново изучено всеми доступными способами. Сбор и обработка макросейсмических данных по 71 пунктам вместо 27 в прежних работах, а также более надежные оценки интенсивности в ряде пунктов позволили представить усовершенствованную карту изосейст и заново,
более точно определить очаговые параметры землетрясения. Они следующие: $I_0=IX\pm0.5$, не исключая $I_0\sim X$) баллов, h=15 (12–18) км, $M = 7.0\pm0.2$ [4]. Сопоставление параметров с макросейсмическим полем, тектоникой и кинематикой очаговой области обнаружило полное согласование и убедило в оживлении широтного Иссык-Атинского разлома, разрыв по которому в 1885 г. вышел на поверхность. В траншеях поперек субширотного Иссык-Атинского разлома, отделяющего сложенные неогеновыми отложениями предгорья от аллювиально-пролювиальной равнины Чуйской впадины на севере, установлен разрыв 1885 г. в виде пологого надвига к северу. В той же очаговой области группой О.К. Чедия выявлены и исследованы палеосейсмодислокации, связанные с оживлением Иссык-Атинского разлома, свидетельствующие о шести, по меньшей мере, сильных землетрясениях в позднем голоцене, подобных событию 1885 г.

Заключение. Резюмируя, заключаем, что контактная зона активизированного Киргизского хребта и Казахстанской платформы никак не может быть признана тектонически и сейсмически спокойной (как могло бы показаться на основе наблюдений и измерений за последние десятилетия), но обладает высоким сейсмическим потенциалом. Сильные, с М 7, землетрясения здесь могут возникать с интервалом в первые тысячелетия (несомненно) и столетия (возможно). Главным в рассматриваемой области есть основания признать Иссык-Атинский разлом, который был активен в голоцене и с которым связано Беловодское землетрясение 1885 г., М=7.0, I₀=IX.5±0.5. По геологическим данным, по измерениям GPS и по решениям механизмов очагов землетрясений получаем согласованное характерное для интервалов геологического и настоящего времени определение вектора меридионального сжатия в регионе. Однако модуль смещений, измеряемый в течение текущих десятилетий, можно признать характерным лишь для относительно коротких интервалов накопления напряжений, между сильнейшими всплесками сейсмической (в виде высокомагнитудных событий и их роев) и геодинамической (в виде смещений по зонам широтных в основном разрывов) активизации через интервалы не более первых тысячелетий и, вероятно, столетий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научно-технического центра – проект № КК-2011, а также Российского фонда фундаментальных исследований – грант № 13-05-91168-ГФЕН_а.

Литература

1. Игнатьев И.В. Землетрясение в Токмакском уезде в 1885 г. // Изв. Импер. Русск. геогр. о-ва. 1886. Т. 22. Вып. 2. С. 150–164.

2. Джанузаков К., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии. Бишкек: Илим, 2003. 216 с.

3. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим, 2006. 290 с.

4. Корженков А.М., Никонов А.А. Комплексное исследование разрушительного Беловодского землетрясения 1885 г. – первого из важнейших в Северном Тянь-Шане (К 125-летию события) // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тезисы докладов 5 Международного симпозиума. Бишкек, 19-24 июня 2011 г. Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2011. С. 45–52.

5. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе: Илим, 1975. 189 с.

6. Сычева Н.А., Богомолов Н.М., Сычев В.Н., Костюк А.Д. Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов земной коре на примере Тянь-Шаня // Геофизические исследования. 2009. Т. 10, № 2. С. 37–46.

7. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 316 с.

8. Chediya O.K., Abdrakhmatov K.E., Lemzin I. N., Mihel G., Mikhaylev V. Issyk-Ata, Northern Tien Shan fault in the Holocene // Journal of Earthquake Prediction Research. 2000. V. 8. P. 379–386.

9. Zubovich A.V., Wang X., Scherba Yu.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.W., Hager B.H., Dang Y., Bragin B.D., Beisenbaev R.T. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. V. 29. TC6014. P. 1–23.

А.Н. Обухов¹

Гравитационная геодинамика и новые геологоразведочные проекты

Сейсмические данные, получаемые при выполнении новых нефтегазовых геологоразведочных проектов и, особенно морских, уже сейчас предоставили такие открытия, что возникла необходимость изменения основных принципов геологического анализа. Самые заметные новые

¹ ОАО «Газпром нефть», С-Петербург, Россия

данные касаются формационных особенностей бассейнов – мы сейчас ясно понимаем, что осадочные бассейны представляют собой клиноформные тела, проградационно развивающиеся от континента в океан. И даже внутриконтинентальный Западно-Сибирский бассейн оказывается гигантской мегаклиноформной палеодельтой, накапливавшейся со стороны Восточно-Сибирской суши от плато Путорана. Тектоника же осадочных бассейнов на региональных профилях вполне адекватно объясняется гравитационным течением верхнего осадочно-метаморфического слоя земной коры (фундамента) и отдельных формационных комплексов и формаций внутри осадочного бассейна.

Поэтому для бассейнового моделирования и как теоретическая модель для планирования геологоразведки предлагается и уже используется гравитационная геодинамика [2], которая представляет новый способ тектонической интерпретации эволюции осадочных бассейнов, основанный на преобладании регионального растяжения в их истории развития. Под воздействием гравитации пластины верхней части земной коры, осадочные бассейны и отдельные формации внутри них перемещаются по реологическим экранам (с активным участием флюидодинамики) в прилегающие рифтовые понижения. Освободившиеся от сползших масс территории изостатически всплывают, образуя поднятия и горные сооружения. Главный режим Земли – устойчивое расширение, и везде мы видим фрагменты бассейнов. Складчатость внутри них локальное явление, связанное с гравитационным оползанием на склонах и особенно она присуща флишоидным толщам, или компетентным слоям, расположенным на солях, глинах, серпентинитах и т.п. Поэтому предполагаемый в ядрах крупных антиклиналей и антиклинориев размыв – сильное преувеличение. Размыв, разумеется, есть, но в большей части отсутствие слоев здесь обусловлено гравитационной геодинамикой. И этот подход резко меняет суть интерпретации тектонических процессов и последующих реконструкций.

Если прогибание бассейна закончится вхождением его ложа в зону хрупко-вязкого раздела (на глубине 12±5 км) начнутся гравитационногеодинамические явления, которые, в конце концов, приведут к инверсии бассейна, его разрыву, изостатическому поднятию основания, складчатости на склонах и обязательно к смещению депоцентров осадконакопления. Действительно, старое понятие геосинклинали в высшей степени подходит к описанию геодинамического процесса с одним важным дополнением – гравитационным расползанием верхней коры и осадочных бассейнов. Это дополнение придает горизонтальный импульс: поэтому в целом осадочные бассейны направленно перемещаются по поверхности планеты. Причем горизонтальные перемещения бассейнов превышают сотни километров: так предгорные прогибы показывают амплитуду горизонтального отодвигания одной части бассейна от другой. Особенно наглядно особенности гравитационной геодинамики в осадочных бассейнах наблюдаются на континентальных окраинах (рис. 1, а) и в горных сооружениях (рис. 1, б).

Первый опыт планирования геологоразведки был применен в условиях континентального склона российского шельфа Черного моря. Были обоснованы высокие перспективы этой акватории, весьма сходной с аналогичными бассейнами глубоководных окраин Африки ± дельты Нигера и Конго и Южной Америки (Бразилия), на полученных нефтяными компаниями поисковых участках были проведены высококачественные сейсмические работы (вал Шатского и в Туапсинский прогиб). В результате этих исследований сформирована новая модель спрединговой эволюции Кавказского орогена, а вал Шатского выделен как передовая зона нефтегазонакопления перед фронтом аллохтонного мелкайнозойского осадочного бассейна, в котором заканчивается и возможно концентрируется флюидный поток из всего Предкавказья [1].

Этот опыт полезен и для континентальных склонов Западной Африки и Южной Америки. Компания «Газпром нефть» проводила геологоразведку на глубоководных морских блоках Т и U на шельфе Экваториальной Гвинеи. Главным выводом этих работ стала необходимость учета при анализе истории нефтегазовых систем на континентальных склонах постоянного активного детачмента, и потому неструктурные ловушки, экранированные такой региональной зоной срыва не будут продуктивными. Интересно также выявление связи [4], а значит и продолжение нефтегазоносности окраинно-континентальных бассейнов в бассейны Внутренней Африки.

Компания «Газпром нефть» участвовала в глубоководном геологоразведочном проекте на северо-западной акватории Кубы совместно с малазийским партнером компанией Petronas (оператор проекта). В мае– августе 2012 г. буровым судном Scarabeo-9 пробурена скважина Catoche-1 (забой 4666 м, глубина воды 2260 м). В процессе бурения отмечались нефте- и газопроявления. По техническим причинам скважина не была испытана, однако по геофизическим скважинным данным ожидаемые запасы структуры Catoche скорее всего некоммерческие. Этот результат в ряду других примеров неуспешного бурения на глубоководной северной акватории Кубы заставляет переоценить существующие тектоническую и нефтегеологическую модели региона. Принятая здесь обдукционная тектоника имеет спекулятивный характер и пред-





22



Рис.2 Гравитационно-геодинамическая модель Паннонского бассейна

ложена она только из-за развития серпентинитов [6]. Региональная сейсмогеологическая изученность позволяет принять другую модель – клиноформного проградационного бассейна, развивающегося на континентальном склоне экспансивно расширяющейся рифтовой котловины Карибского моря. То есть то, что обычно интерпретируется как движущаяся от Панамского перешейка вулканическая островная дуга представляет собой расширяющуюся рифтовую котловину, на северном борту которой развивается мезозойско-кайнозойский клиноформный бассейн, в котором действуют срывы по юрским солям и по прифундаментным серпентинитам.

Усилиями ОАО «Газпром нефть» и её дочерней компании сербской НИС новый этап геологоразведки начинается в Паннонском бассейне, расположенном на важнейшей геотектонической структуре Евразии континентальном склоне Тетиса. Особенно ясно проследить этот склон можно с конца мела-эоцена, когда на северной окраине Тетиса формировались крупные флишоидные авандельты. Яркий представитель этих бассейнов – Карпаты и связанный с ними Паннонский бассейн. Изученность региона, с одной стороны, весьма высокая, с другой – поразительно низкая. Только сейчас здесь применяются современные методы геологоразведки. Речь идет, прежде всего, о сейсморазведке 3D, и только эта технология дает истинно объективные материалы для тектонического анализа. Пешие экскурсии и картирование дают картину сильнейшего сжатия, надвигообразования, однако это сверхдетальная картинка описывает гравитационные оползни, весьма характерные для континентальных окраин. Флишевые формации всегда и весьма интенсивно затронуты гравитационной тектоникой и содержат различные олистостромы [3]. Масштаб сейсморазведки дает принципиально иную картину – Паннонский бассейн формируется в условиях массированного растяжения. Это, разумеется, замечено [5], но региональная структура Карпат не пересмотрена. Гравитационная геодинамика представляет простую и ясную модель, ключом к которой выступает вытекающая на юго-запад в Адриатику дуга Динарид. Наличие в карбонатной толще реологически слабой триасовой соленосной толщи определило массированный срыв компетентных юрских-меловых карбонатов на запад во время образования Средиземного моря. Этот тектонический поток определил экспансию обрушения на северо-восток, и в зоне выклинивания солей начал формироваться глубокий дугообразный трог, в котором в течение верхнего мела и почти всего кайнозоя образовывались флишевые формации. Территория будущего Паннонского бассейна, вследствие изостатических поднятий почти не была вовлечена в осадконакопление и только плиоцен-четвертичный этап опусканий в море инициировал новое движение Динарид на юго-запад и погружение Паннонской окраины. Флишевый трог Карпат при этом испытал обычный для глубоких бассейнов разрыв и подъем фундамента, сопровождаемый неогеновым вулканизмом. Таким образом, Карпаты представляют собой типичную островную дугу, образованную гигантским гравитационногеодинамическим срывом (рис. 2).

Эта модель объясняет не только полуграбеновую структуру Паннонского бассейна, но и определяет главный критерий нефтегазоносности – склоны грабенов, образованные листрическими сбросами обеспечивают интенсивную миграцию по ним углеводородов в прилегающие выступы фундамента, которые в течение 30–50 млн лет были на поверхности и в них формировались коры выветривания и тектонического дробления, а значит и важный фундаментный этаж нефтегазоносности. Понятно, что весь бассейн, постоянно формируемый на движущемся основании, не может содержать гигантские месторождения УВ, но здесь с помощью сплошной сейсморазведки 3D могут быть открыты многочисленные мелкие залежи в клиноформных формациях и в раздробленном закарстованном фундаменте.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

2. Обухов А.Н., Обухова М.А. Гравитационная геодинамика новое направление тектонического анализа осадочных бассейнов// Современное состояние наук о Земле. М., 2011. С. 1353–1357.

3. Golonka J., Picha F.J., eds. The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources // AAPG. 2006. Memoir #84. P. 221–258.

4. Jobe Z.R., Lowe D.R., Uchytil S.J. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 843–860.

5. *Matenco L., Radivojevic D.* On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinaride // Tectonics. 2012. V. 31. TC6007. doi:10.1029/2012TC003206.

6. Saura E., Verges J., Brown D., Lukito P., Soriano S., Torrescusa S., Garcia R., Sanchez J.R., Sosa C., Tenreyro R. Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt // Tectonics. 2008. V. 27. TC4002, doi:10.1029/2007TC002237.

Особенности напряженно-деформированного состояния тектоносферы Центральных Курил

При математическом моделировании структурного деформирования процессов в тектоносфере используется упругая модель, состояние которой описывается потенциальной энергией деформации и обусловлено действием массовых сил в гравитационном поле и любое внешнее нагружение среды является дополнительным к действию распределенных внутренних массовых сил [1, 2]. Различные концепции и модели о структурообразующих тектонических силах объединяет положение, что результирующее действие определяется тангенциальными и радиальными компонентами тензора напряжений Земли. Тангенциальные напряжения вызывают перераспределение вещества на глубинных уровнях. Радиальные напряжения обеспечивают гравитационную дифференциацию вещества, вертикальное распределение масс, их субгоризонтальное течение и складкообразующие деформации.

В рамках линеаризованной теории упругой устойчивости представлено механико-математическое исследование возможного поля распределения напряжений и деформаций трехслойного геошара в поле силы тяжести для упругого потенциала Мурнагана [3].

В соответствие с общей постановкой задачи линеаризованной теории устойчивости равновесия [2] рассмотрено радиально-симметричное неоднородное напряженно-деформированное состояние трехслойного сжимаемого полого самогравитирующего шара под действием внутреннего следящего давления интенсивности \tilde{p} , внешняя поверхность которого свободна от нагружения, на поверхностях контакта слоев приняты условия скольжения. Интенсивность внутреннего следящего давления интенсивность общех контакта слоев приняты соответствует фиксируемым значениям на заданной глубине и тем самым компенсирует влияние внутренней части шара. Исследуем только устойчивые состояния равновесия под действием внутреннего следящего давления в естественном поле силы тяжести. В качестве «триггерного» основного принимаем состояние шара, которое характеризуется радиально-симметричной деформацией. При деформации произвольная точка переходит в точку этого же слоя среды.

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

Решение задачи выполнено в географической системе координат $O_{\rho\phi\lambda}(\phi - \text{широта}, \lambda - \text{долгота})$ в физических составляющих (нижние индексы взяты в круглые скобки) компонент тензора деформаций Грина $\mathcal{E}_{(ij)}$, несимметричного тензора напряжений Кирхгофа $t_{(ij)}$, физических составляющих вектора перемещений u_k .

После ряда тождественных преобразований и введения переменных θ и χ получаем линеаризованное уравнение движения для произвольной формы нелинейно-упругого потенциала для каждого *i*-ого слоя шара в виде:

$$\begin{cases} A_{1}\frac{\partial\theta}{\partial\rho} + A_{2}\theta + \left[A_{3}(\nabla^{2}+2) + \gamma\omega^{2}\rho\right]u_{1} + A_{4}\frac{\partial u_{1}}{\partial\rho} + A_{5}\frac{\partial^{2}u_{1}}{\partial\rho^{2}} = 0\\ \nabla^{2}\theta + K_{1}\frac{\partial^{2}\theta}{\partial\rho^{2}} + K_{2}\frac{\partial\theta}{\partial\rho} + K_{3}\theta + \left[K_{4}(\nabla^{2}+2) + K_{5}\right]u_{1} + \left[K_{6}(\nabla^{2}+3) + K_{7}\right]\frac{\partial u_{1}}{\partial\rho} + K_{8}\frac{\partial^{2}u_{1}}{\partial\rho^{2}} + K_{9}\frac{\partial^{3}u_{1}}{\partial\rho^{3}} = 0\\ \nabla^{2}\chi + L_{1}\frac{\partial^{2}\chi}{\partial\rho^{2}} + L_{2}\frac{\partial\chi}{\partial\rho} + L_{3}\chi = 0 \end{cases}$$
(1)

Линеаризованная система (1) является системой уравнений в частных производных относительно переменных, определяющих для каждого слоя радиальное перемещение точки, результирующую по главным направлениям деформацию точки, радиальное перемещение поворота вокруг точки. Конкретизация выбора постоянных величин в выра-(*i*) (*i*)

жениях u_1 , θ , χ определяется присоединением граничных условий, соответствующих состоянию устойчивого равновесия, при этом полагаем, что изменения интенсивности давления \tilde{p} не происходит:

$$\begin{aligned} & \stackrel{(3)}{t_{(11)}} = t_{(12)}^{(3)} = t_{(13)}^{(3)} \bigg|_{\rho = \rho_4} = 0; \\ & \stackrel{(3)}{t_{(11)}} = t_{(11)}^{(2)} \bigg|_{\rho = \rho_3}, \quad \stackrel{(3)}{u_1} = u_1^{(2)} \bigg|_{\rho = \rho_3}, \quad \stackrel{(3)}{t_{(12)}} = t_{(12)}^{(2)} = t_{(13)}^{(3)} = t_{(13)}^{(2)} \bigg|_{\rho = \rho_3} = 0; \\ & \stackrel{(2)}{t_{(11)}} = t_{(11)}^{(1)} \bigg|_{\rho = \rho_2}, \quad \stackrel{(2)}{u_1} = u_1^{(1)} \bigg|_{\rho = \rho_2}, \quad \stackrel{(2)}{t_{(12)}} = t_{(12)}^{(1)} = t_{(13)}^{(2)} = t_{(13)}^{(1)} \bigg|_{\rho = \rho_2} = 0; \quad (2) \\ & \stackrel{(1)}{t_{(11)}} = - \widetilde{p} \cdot \widetilde{\delta}^0 \cdot \left(e_{(22)}^{(1)} + e_{(33)}^{(1)} \right) \bigg|_{\rho = \rho_1}, \quad \stackrel{(1)}{t_{(12)}} = t_{(13)}^{(1)} \bigg|_{\rho = \rho_1} = 0. \end{aligned}$$

Решение системы (1) определяем методом разделения переменных. Соответствующие преобразования в граничных условиях (2) позволяют также разделить переменные.

Численный анализ выполнен для модели РЕМ-А [4] в интервале 5951 км $\leq \rho \leq 6371$ км, в котором выделены три слоя с выраженными физико-механическими свойствами. Верхний слой моделирует литосферу мощностью $h_3 = 80$ км при 6291 км $\leq \rho \leq 6371$ км, средний слой – астеносферу мощностью $h_2 = 140$ км при 6151 км $\leq \rho \leq 6291$ км, нижний слой – подастеносферную мантию мощностью $h_1 = 200$ км при 5951 км $\leq \rho \leq 6151$ км, $H = h_1 + h_2 + h_3 = 420$ км. В соответствии с данными модели РЕМ-А [4] используем в расчетах средние значения упругих постоянных, коэффициентов жесткости, плотностей для слоев геошара, который находится под действием внутреннего следящего давления интенсивности $\tilde{p} = 15.98$ ГПа.

Движение среды в основном состоянии является устойчивым и характеризуется радиально-симметричной деформацией. Конфигурация кривых и разброс значений, определяющих изменения радиальных деформаций внутри каждого слоя, достаточно ровные. При этом радиальное деформирование точек среднего слоя, моделирующего астеносферу, достигает значений порядка 10⁻⁹, максимальные значения радиаль-



Рисунок. Векторные графики распределения градиентов интенсивности деформаций области (45,5–48° с.ш., 150,5–155,5° в.д.) на уровне *ρ* = 6371 км (черные стрелки) и на глубине 20 км (серые треугольные стрелки) в слое, моделирующем литосферу за время τ = 2.0×10⁶ лет

ных деформаций точек внешнего слоя, моделирующего литосферу, меньше и лежат в пределах 10^{-10} . Результирующая по главным направлениям деформация $\theta = \theta(\rho, \varphi, \lambda)/\rho$ во внешнем слое, моделирующем литосферу на порядок больше, чем значение радиальной составляющей деформации. Это значит, что в этом слое деформирование в φ - и λ -направлениях на порядок больше, чем в радиальном направлении [5].

В качестве тестового примера рассмотрим результаты расчета возможных полей деформаций и напряжений в слое, моделирующим литосферу в области Центральных Курил (45,5-48° с.ш., 150,5-155,5° в.д.). На рисунке представлено векторное поле распределения градиентов интенсивности деформаций в этой области на уровне $\rho = 6371$ км (черные стрелки) и на глубине 20 км (серые треугольники). На уровне $\rho = 6371$ км максимальное значение интенсивности деформирования равно 0,3663, минимальное 0,0027; на уровне $\rho = 6351$ км максимальное значение интенсивности деформирования равно 0,7086, минимальное 0,0026. Чем больше длина вектора, тем большее деформирование возможно в этой зоне. Активные зоны определяются на глубине 20 км, на дневной поверхности имеем их проекцию того, что активно и распределено на глубине. Зоны с выраженным градиентом величины напряжения сосредоточены в следующих координатных областях: А (45,5° ≤ φ≤ 46.3° с.ш., 152.5° $\leq \lambda \leq 153.5^{\circ}$ в.д.), В (46.5° $\leq \varphi \leq 47.5^{\circ}$ с.ш., 155.6° $\leq \lambda \leq$ 155,5° в.д.), С (46,8° $\leq \varphi \leq$ 47,2° с.ш., 150,5° $\leq \lambda \leq$ 152,2° в.д.). Тестовые расчеты показали, что ближе к поверхности нормальные компоненты тензора напряжений на порядок меньше, чем касательные напряжения $t_{\varphi\lambda}$ и $t_{\lambda\varphi}$. Компонента $t_{\varphi\lambda}$ является положительно определенной (0,25–0,85 ГПа), а компонента $t_{\lambda \phi}$ имеет отрицательно определенные значения (-0,3-0,3 ГПа) на большей части расчетной области. В активных зонах величины напряжения t_{al} и t_{la} достигают значений 0,868 ГПа и 0,834 ГПа соответственно. Каждая из трех зон активна, но характеризуется разным градиентом напряжений. Следовательно, в каждой из указанных активных зон имеем разный потенциал и способность к деформированию в равных условиях. Причем, зона С может еще и смещаться вниз, так как здесь имеем усложненное распределение и взаимодействие разнонаправленных касательных компонент напряжений $t_{\lambda \omega}$ и $t_{\omega \lambda}$. Поэтому при любом тектоническом (любого происхождения и механизма) воздействии на область будем иметь в указанных зонах разный деформационный отклик по величине и направлению. Некоторые из указанных зон могут разрядиться, напряжения в текущих точках достигнет равных значений, одновременно, в других зонах моделируемой области может произойти усиление градиента напряжений. Закономерности «разрядки и усиления» указанных зон можно смоделировать дополнительно с учетом направленности и механизма тектонического действия.

Литература

1. *Biot M.A.* Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress // Phil. Mag. 1939. V. 27. P. 89–115.

2. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73.

3. Murnaghan F.D. Finite deformation of an elastic solid. New York, 1951. 140 p.

4. *Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R.* Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth Planet. Inter. 1975. V. 10. P. 12–48.

5. Осипова Е.Б. Конечные деформации и устойчивость равновесия сжимаемого упругого полого шара при следящем внутреннем давлении // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. №6. С. 79–86.

С.О. Орлова¹, Арк. В. Тевелев²

Обстановки формирования нижнерифейских отложений айской свиты (Южный Урал)

Данная работа посвящена отложениям айской свиты, которые вскрыты карьером «Восьмой километр», расположенным на Южном Урале, в пределах листа N-40-VI-Куса.

Отложения айской свиты, несогласно перекрывающие Тараташский комплекс, в пределах карьера главным образом представлены нормально залегающими конгломератами, песчаниками и аргиллитами, образующими моноклиналь с падением на юго-юго-восток под углом 50–

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, бакалавр, e-mail: lana-club1151@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доктор геол.-мин.наук: tevelev@geol.msu.ru

70°. Этот набор литологических разностей с различным характером переслаивания позволяет отнести изученные отложения к третьей по счету чудинской подсвите айской свиты. Моноклинальная толща осложнена крутопадающим разломом (70°) юг-юго-восточного простирания и прорвана дайками габбро и перидотитов, относящихся к Кусино-Копанскому интрузивному комплексу. Контакты с подстилающими и пререкрывающими отложениями не обнаружены. Для пород айской свиты был составлен стратиграфический разрез, представленный 19 слоями, объединенными в пять различных по строению пачек (рисунок).

В результате литологического макро- и микроскопического изучения пород айской свиты было установлено, что источник сноса был однотипным и постоянным, а все отмеченные флуктуации минерального состава и состава обломков являются результатом осадочной дифференциации. С увеличением грубозернистости увеличивается содержание литокластов. В породах очень активно развиты процессы хлоритизации, слюдизации, альбитизации и ожелезнения. Большое количество зерен разбито трещинами, по которым развиты слюды. На границах зерен и внутри трещин слюды изогнуты и деформированы за счет тектонического воздействия.

Особое внимание привлекают текстуры пород, практически везде обнаруживаются следы потоковой деятельности. Текстуры слоистые, обусловленные субпараллельным расположением крупных слюд и удлинненых зерен. От более древних пород к более молодым наблюдается общая тенденция уменьшения размерности зерен.

Характерными являются текстуры с элементами градационной слоистости разной степени выраженности. Необычным является то, что подобные текстуры наблюдаются в микроскопическом масштабе. Иногда в пределах одного шлифа удается различить несколько осадочных циклов. Снизу вверх растет степень выраженности градационной слоистости, вследствие того, что поток приобретал более турбулентный режим. Наилучшим образом градационная слоистость проявлена тогда, когда есть разброс фракций.

Отложения айской свиты, вскрытые карьером «Восьмой километр» являются продуктом эволюционирующих турбидитных потоков. Основными компонентами рассматриваемой турбидитной системы являются конгломераты, песчаники и аргиллиты. На основе различий литологического состава и осадочной структуры было выделено семь фаций (рисунок). Анализ литологического состава, осадочных структур, а также их изменения по стратиграфическому разрезу позволяет смоделировать строение и эволюцию бассейна осадконакопления айских толщ.



Исходя из расположения фаций, свойственных определенным частям турбидитной системы в плане, можно сделать предположение о C3-ЮВ направлении движения потоков (в современных координатах).

Формирование отложений турбидитной системы началось во вторую половину айской эпохи, когда область седиментации испытывала постепенное погружение на ранней стадии рифтогенеза. Данный этап характеризуется быстрой седиментацией из высокоплотных и относительно высокоскоростных турбидитных потоков – происходит накопление грубого материала в главном питающем канале (пачка 2, слой 3). Вероятно, что размыву реками подвергались кислые магматические породы, непосредственно в которых формировался сам рифт (полученные датировки из галек конгломератов дают возрасты пород Тараташского комплекса). Со временем, по мере заполнения бассейна и формирования широкого днища рифта, а также отдаления входа во флювиальную систему вглубь континента процессы седиментации становятся более глубоководными. Вверх по разрезу наблюдаются лишь продукты низкоплотных и относительно низкоскоростных потоков. Отложения слоев 7 и 11 пачки 3, представленные средне-крупно-зернистыми песчаниками, вероятно, связано с формированием небольших второстепенных каналов. Эти породы являются продуктом значительно менее энергичных потоков, по сравнению с теми, которые отвечают за образование конгломератов слоя 3. В результате относительного понижения уровня дна начинают доминировать относительно тонкие и фоновые осадки. Исчезают текстуры ряби и прочие следы активной потоковой деятельности.

Существование подобных обстановок формирования турбидитных систем, когда практически одновременно образуются грубые турбидиты и гиперпикниты не является единичным случаем. Мезозойским аналогом этих пород является турбидитная система Ондарроа, расположеннная в Северной Иберии. Основными компонентами последней являются конгломераты, песчаники и аргиллиты. Возникновение, а также формирование L-образной формы этой системы связывают с процессом раскрытия бассейна присдвигового растяжения (пулл-апарта). В процессе общего погружения бассейна седиментации также наблюдается смена более грубозернистых отложений, образуемых высокоплотными и высокоскоростыми турбидитными потоками, продуктами относительно низкоплотных потоков.

Эти факты свидетельствуют в пользу того, что подобные турбидитные системы образовывались в различных областях в различное геологическое время и вышеописанные механизмы и обстановки являются достаточно характерными для формирования турбидитов.

Литература

1. Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть І. Геологическое описание. Книга 1. Коллектив авторов. М.: Недра, 1970. С. 25–70.

2. *Miall A.D.* Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits // Earth-Sci. Rev. 1985. V. 22. P. 261–308.

3. Agirrezabala L.M., Garcia-Mondejar J. A coarse grained turbidite system with morphotectonic control (Middle Albian, Ondarroa, northern Iberia), Departamento de Estratigrafia y Paleontologia, Universidad del País Vasco, Ap. 644, 48080 Bilbao, Spain // Sedimentology. 1994. V. 41. P. 383–407.

4. *Myrow P.M., Southard J.B.* Tempestite deposition, Department of geology, The Colorado College, USA, 1996.

5. Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1978.

К датировке офиолитов Усть-Бельского террейна (Анадырско-Корякский регион, Северо-Восток России)

Усть-Бельский составной (композитный) офиолитовый террейн в Западно-Корякском орогене поздних мезозоид, один из наиболее крупных на Северо-Востоке Азии (более 2 тыс. кв. км), образован пакетом разновозрастных и разноформационных тектонических покровов. Особенностями офиолитов террейна, установленными ещё в 70-е годы, являются древний (досреднедевонский) возраст вулканогенной толщи и фертильный (лерцолитовый – диопсид-гарцбургитовый) состав мантийного комплекса. Эти характеристики, необычные для офиолитов мезозоид и ларамид Тихоокеанского складчатого обрамления, выдвинули офиолиты Усть-Бельского террейна в число тектонических комплексовиндикаторов ранних стадий формирования Палеопацифика.

В последние годы, благодаря изотопным определениям возраста акцессорных цирконов из плагиогранитов и габбро, были установлены ещё более древние датировки – вначале поздненеопротерозойские, а затем и «довендские» – протерозойские и даже архейские. Эти древние датировки иногда сочетаются (в одном образце или в парагенетически взаимосвязанных плутонических породах) с поздненеопротерозойскими и фанерозойскими изотопными данными, что вновь ставит вопрос о возрасте отдельных типов пород и офиолитов в целом.

В таблице приведены известные на сегодня автору результаты (в том числе и пока не опубликованные) датировки минералов и пород Усть-Бельского террейна. При всей неполноте геохронологической изученности и неравноценности имеющихся датировок, приведённые в таблице данные, в сочетании с информацией о тектоническом строении и особенностях состава пород, позволяют наметить некоторые представления о времени и обстановках формирования офиолитов Усть-Бельского террейна, образующих две ассоциации – собственно Усть-Бельскую и Толовскую.

1. До последнего времени Усть-Бельская офиолитовая ассоциация, включающая перидотит-габбровую пластину, мономиктовый меланж, габброиды и базальты MORB-типа Отрожненской пластины, датировалась как досреднедевонская (условно ранне-среднепалеозойская) по

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

факту присутствия продуктов размыва ультрамафитов и мафитов в туфо-терригенной толще $D_{2,3}-C_1$ [1]. Новые данные по U-Pb датированию цирконов из наиболее поздних пород офиолитовой ассоциации – даек и жил плагиогранитов, диоритов [4, 9], локализованных непосредственно в мафитах Усть-Бельского покрова и в блоке ультрамафит-мафитовых кумулятов в мономиктовом меланже – свидетельствуют о проявлении завершающих фаз формирования коровой последовательности офиолитов в позднем неопротерозое. Эта датировка подкрепляется данными по плагиогранитам Отрожненской пластины, косвенно – и датировкой детритового циркона из туфо-терригенной толщи D₂₋₃-C₁ [10], акцессорного циркона из включений плагиогранита в полимиктовом меланже. Усть-Бельская офиолитовая ассоциация лерцолитового типа по возрасту коррелируется с офиолитами Ганычаланского террейна того же Западно-Корякского пояса. Океаническая кора генерировалась в обстановке медленного и крайне медленного спрединга, и в мантийном фундаменте офиолитов сохранились более древние реликтовые тела мафитов и мафит-ультрамафитовых кумулятов (см. датировки пироксенита в [5]). Эта кора в Ганычаланском террейне перекрыта осадками О-S₁; судя по переотложенным конодонтам в туфо-терригенной толще Отрожненской пластины, осадконакопление продолжалось в S₁-D₁ [2]. Геодинамическая перестройка и тектоническое расслоение ранней океанической литосферы (с разделением её крупных блоков) имели место не позже среднего девона, при зарождении активной окраины в данном пространстве Палеопацифика, поскольку Отрожненский блок продолжал покрываться осадками в течение D₂₋₃-C₁, тогда как мафиты и мантийные перидотиты Усть-Бельского покрова уже в D₂₋₃ претерпели метаморфизм в супрасубдукционной обстановке [7].

2. При изучении цирконов из габброидов и плагиогранитов *Толовской пластины* получены датировки в очень большом диапазоне времени (от 260 млн до 2.8 млрд лет). Наиболее молодая конкордантная датировка, соответствующая границе P_2 – P_3 , характеризует цирконы магматического генезиса (Th/U = 0.58–0.76) в плагиограните из серпентинитового меланжа, однако в той же пробе шесть зёрен циркона датированы различными периодами протерозоя (2.07–1.01 млрд лет). Очень древние датировки установлены для цирконов из габброидов. По образцу UB-15 конкордантный возраст в 0.8 млрд лет по 5 зёрнам (Th/U = 0.47–0.67) рассматривался как время кристаллизации габбро [4], однако в габбро образца П1131 U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов от 2.79 до 1.62 млрд лет, включая и данные по двум зёрнам явно магматического происхождения (1895 и 1624 млн лет, Th/U отношения 0.94 и 1.10).

Датировка комплексов пород Усть-Бельского террейна (изотопные данные в млн лет)

Ис- точник	[6] [7]	[4]	0 (* 45 00002555 <u>6</u>	[9]
Датировка	<u>556±12 (n=10)</u> 383.9±11.2 367,0±12,5	575±10 (n=7) 893±200, 885±83	$\begin{array}{c} \frac{547\pm17}{547\pm17}\\ \frac{547\pm17}{572}\\ \frac{572}{10=10}\\ D_{2,3} \cdot C_1\\ D_{-} - C_1\\ D_{-} - C_1\\ S_1 \cdot D_1\\ S_1 \cdot D_1\\ S_1 \cdot D_1\\ S_1 \cdot D_1\\ 189, 179\\ 21246, 204\pm5\\ 21246, 204\pm5\\ 21246, 204\pm5\\ 232, 2425, 2126\\ 1939\pm17(n=4);\\ 2939\pm17(n=4);\\ 1939\pm17(n=4);\\ 1035, 1339\pm13(n=2)\\ 1035, 1339\pm13(n=2);\\ 1035, 1335, 1339\pm13(n=2);\\ 1035, 1335, 1339\pm13(n=2);\\ 1035, 1335, $	172±9 164±8
Метод датировки	U-Pb (SHRIMP)Zrc ⁴⁰ Ar ^{/ 39} Ar Amp ⁴⁰ Ar ^{/ 39} Ar Amp	U-Pb (SHRiMP)Zrc Sm-Nd, изохрона	U-Pb (SHRIMP)Zrc U-Pb (SHRIMP)Zrc U-Pb (SHRIMP)Zrc Maspodjayua Kenotomna Kenotomna K-Ar (nopoza) K-Ar (nopoza) K-Ar (nopoza) K-Ar (nopoza) K-Ar (nopoza) K-Ar (nopoza) V-Pb (SHRIMP)Zrc U-Pb (SHRIMP)Zrc	К-Аг (порода) К-Аг (порода)
Ποροда, Νε οδρ.	Плагногранит, 250.03/3 Метагаббро, 84/161-б То же, 84/177-0	Диорит, дайка в ультрамафит-мафитовых кумулятах, UB7-77/1 Пироксенит (серия дунит-пироксенит-гориблендит), г. Вилка, 46-6	Платиогранит, р. Лев. Маврина. 07-134 Платиогранит, р. Лев. Маврина. 07-134 Гравылт, дегритовый циркои, 07-111/8 Контомерат, дегритовый циркои, 07-111/8 Известияки печанистые Креминсто-туфотенные породы, известняки Гам же. переспложенные породы, известняки Платиогранит-порфиры. 27, 2047 Платиогранит-порфиры. 27, 2047 Шатиогранит-порфиры. 27, 2047 Шатиогранит-порфиры. 27, 2047 Шатиогранит, р. Лев. Маврина 67/2 Андибловое габбро, р. Маврина, UB8-15 Габбро амфиболизированное, р. Еонайваам, II131 Платиогранит, р. Толовка, II1124/1	Плагиограниты, рч. Гусинный – Эльденыр, П489/1, П540/6, П539/1, П539/2 Амфиболит, р. Еонайкаам, П463/1
<i>Тектоническая</i> пластина, комплекс пород	Перидотит-Габброндный Габброндный	<i>Меланжевая</i> (мономиктовый меланж)	Опролженская Туфогенно-терригенный (кроюший) Дайковый (в таббро Отрож- ценского блока) Полимиктовый меланж Т <i>оловская</i> Вулканотенный Габброидный Полимиктовый меланж	
Тектонический покров	2 2 2	ьерхнии (Усть-Бельский)	Средний Отрожненский)	

83	ΞΞ		(2)	[10]	[10]	[3]	3	(9)
]2 bat-clv J2 aal-J3 tt	<u>545±14</u> 302, 306		562.4±8.0 (n=12)	542+29	226±11	K ₁ br-v ₂	K ₁ v ₂₋₃	K ₁ v ₁₋₂
Радиолярии Радионярии	U-Pb (SHRIMP)Zrc K-Ar (nopoдa)		U-Pb (SHRIMP)Zrc	U-Pb (SHRIMP)Zrc	U-Pb (SHRIMP)Zrc	Радиолярии	Радиолярии	Макрофауна (бухии)
Кремнистые породы, 2886, ДН37/2, Н11 Кремнистые породы, 07-143, 145, 147	Плагиогранит, р. Перевальная, 07-142 Микрогранит, р. Чиветыквеем, 45		K-Na гранит, П1159/1	Плагиогранит, 07-192	Плагиогранит, 07-168	Яшмы, Н-51	Яшмы известковистые, C-2646-2B	Песчаники
Перевцівная Кремнисто-вулканогенный Полимиктовый меланж	Vmëcы	Полимиктовый меланж				Левобер. р. Утёсики	р. Правый Коначан	Там же
	Нижний (Утёсчиский)	(אוואטעשאז) בי				ABTOXOH	(Алганский	террейн)

Цифры в круглых скобках – неопубликованные данные: (1) – С.А. Паланджян, А.Д. Люскин; (2) – А.А. Александров; (3) – В.А. Захаров; (4) – С.А. Паланджян, У. Науазыка; (5) – С.А. Паланджян, У. Науазыка; (5) – С.А. Паланджян, У. Науазыка; (5) – С.А. Паланджян, К. Паракенов, Т.С. – ниркон, Атр – амфибот, п – число изученных зёрен, Данные по дагировке пирконок: подчёркнугы конкордантные возрасты, остальное – датировки единичных зёрен в той же пробе. Очевидно, что огромный диапазон датировок отражает не архейпротерозойский возраст габбро-плагиогранитной серии Толовской пластины, а особенности петрогенезиса и геодинамической обстановки их формирования, обусловившие вынос магмой реликтовых цирконов из протолита, ксеногенных зёрен из пород фундамента. Оптимальная оценка нижней возрастной границы серии может быть основана на датировке наиболее молодых «магматических» цирконов из плагиогранита пробы П1124/1 – 260 млн лет, эта цифра аналогична K-Ar датировке андезита из той же Толовской пластины – 262 млн лет. К этому же кластеру пермских-раннемезозойских датировок относятся и K-Ar данные по включениям в меланже (следует учесть их весьма вероятную «омоложенность») и по поздним (не офиолитовым) дайкам в мафитах Отрожненской пластины. Всё это позволяет предполагать, что тектонические чешуи Толовской пластины, сложенные лавами и туфами базальт-андезитового состава, амфиболовыми габбро, плагиогранитами, амфиболитами, метаморфическими сланцами, гарцбургитами, дунитами, полимиктовым серпентинитовым меланжем, являются фрагментами офиолитов PZ₃-MZ₁ (?) и ассоциирующих комплексов активной окраины, генерированных в супрасубдукционной (энсиалической?) обстановке. Эти образования могут быть синхронны комплексам Кони-Тайгоносской островодужной системы.

3. Установление включений поздненеопротерозойских гранитоидов в тектонических чешуях полимиктового серпентинитового меланжа бассейна р. Перевальной и правобережья Анадыря (блок Утёс) подтверждает правомерность выделения *Утёсинского покрова* в основании аллохтона. Этот тектонический комплекс по составу и возрасту пород сопоставим с «Кингивеемским комплексом» и серпентинитовыми меланжами Таловских гор и Прибрежного пояса Тайгоноса.

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.

2. Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я. Геология полярных областей Земли // Материалы XLII Тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 21–24.

3. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–43.

4. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В. и др. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48-59.

5. *Некрасов Г.Е.* // Геодинамич. эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Матер. научн. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 173–175.

6. Паланджян С.А. Гранитоиды офиолитовых поясов Корякской складчатой системы // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 204–242.

7. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация ⁴⁰Аг/³⁹Аг датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.

8. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д. Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 43–60.

9. Тихомиров П.Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 5. С. 673–676.

10. Hayasaka Y., Moiseev A.V., Sokolov S.D. et al. // Abstracts of the Russian–Japanese workshop symposium "Ophiolites and related complexes: significance for geodynamic interpretations", June 15–16, 2010. Moscow, 2010. P. 11.

Л.В. Панина¹

Характерные черты новейшего горообразования Большого Кавказа

Горное сооружение Большого Кавказа относится к простому типу и представляет собой систему хребтов и долинообразных понижений, группирующихся в общее сводово-глыбовое поднятие. Северным обрамлением его являются Западно-Кубанская и Терско-Каспийская предгорные впадины, разделенные Ставропольским поднятием, южным – межгорные Рионская на западе и Куринская на востоке впадины, разделенные Чиатурским поднятием. В геодинамическом отношении Большой Кавказ является первичным орогеном, образовавшемся в результате континентальной коллизии Евразии и Аравии.

Начало конэрозионного развития орогена (с момента становления структурной формы в рельефе) совпадает с поздним миоценом, что подтверждается наличием галечников и грубых песчаников, обнажающимся на южной периферии Предкавказских прогибов. Согласно backstriping сами прогибы испытывали в это время интенсивное погружение (до 10 см за тыс. лет). Северная часть орогена наложена на область эпигерцинской Скифской плиты, а осевая зона и южный склон возникли на

¹ Московский университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

месте альпийских прогибов, развивавшихся с конца палеозоя или с ранней юры. Разделяются эти две части Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной раннеальпийского возраста, которая испытала неоднократное омоложение и в новейшем структурном плане представляет собой серию молодых разломов, выраженных в рельефе.

Проведенные комплексные структурно-геоморфологические исследования, а также количественный анализ амплитуд тектонических движений по методике, известной в иностранной литературе, как back-striping, позволили, во многом по-новому, представить структурный рисунок и историю развития Северного Кавказа, начиная с позднего сармата.

Горное сооружение Большого Кавказа представляет собой асимметричное сводово-глыбовое поднятие с пологим северным и крутым южным склонами. Последний осложнен региональным надвигом. Для орогена характерна продольная и поперечная зональность, которая подчеркивается субширотными, субмеридиональными и диагональными разрывными нарушениями разного ранга, линеаментами или слабыми зонами (зонами трещиноватости, дробления пород и т.д.). По данным структурно-геоморфологического анализа в современном рельефе с севера на юг выделяются следующие продольные зоны: Предкавказская, Северного склона, Центральная и Южного склона.

Главным субширотным (продольным) элементом Большого Кавказа является центральное горстообразное поднятие, соответствующее внутренней зоне орогена, с амплитудами воздымания за новейший этап от 0,25–0,5 км до 2 км на западе, 4–4,5 км в центральной, наиболее приподнятой части, и 3,5–4 км в восточной. Поднятие нарушено продольными региональными надвигами, взбросами, сбросами, нередко со сдвиговой составляющей. С севера и юга расположены системы поднятий внешней зоны, которая испытала воздымание от 1 до 2,5 км. Эти поднятия также осложнены надвиговыми и сбросовыми дислокациями. Границами с предгорными и межгорными впадинами служат протяженные зоны взбросов и надвигов (Владикавказская, Ахтырская и др.).

Продольная зональность осложняется поперечной. С запада на восток выделяется пять областей, которые отличаются одна от другой очертаниями и шириной горного сооружения, амплитудами конэрозионных поднятий, геологическим строением и развитием, сейсмичностью, магматизмом и другими особенностями. Ограничения этих областей, как правило, совпадают с зонами региональных новейших разломов, которые нередко разрабатываются речными долинами. Поперечная зональность часто является сквозной, т. е. прослеживается в предгорных и межгорных впадинах. Первая – Северо-Западная область ограничена с востока Пшехско-Адлерской зоной разломов, простирающейся субмеридионально. Амплитуды поднятий в сводовой части орогена ступенчато возрастают от 0,25 км на северо-западе до 2,5 км на юговостоке, в области Пшехско-Адлерской субмеридиональной зоны разломов, а само поднятие становится шире. Именно к полосе этой поперечной зоны в районе Сочи – Адлер – Красная Поляна приурочены гипоцентры наиболее сильных землетрясений. Такое ступенчатое строение орогена обусловлено движениями блоков вдоль зон разрывов, как правило, сбросов северо-восточного простирания, нередко разрабатываемыми долинами рек, среди которых Хобль, Пшада, Афипс и др. Наиболее четко выделяется область северо-западного погружения, границей которой на востоке служит зона разрывов, простирающаяся в направлении Горячий ключ – Джубра. В Черном море, в погруженной части Туапсинского прогиба хорошо выражена система линейных субщиротных складок, нарушенных взбросами и надвигами с северным падением сместителей. Развитием пользуются и поперечные разрывные дислокации, которые продолжаются на сушу.

Вторая область расположена к востоку от Северо-Западной. Здесь горное сооружение становится заметно шире, объединяя наиболее высокие хребты и поднятия с амплитудами до 4,5 км. Эта область осложнена продольными и поперечными разломами: к продольным относятся надвиги и сбросы, к поперечным – сбросы и сдвиги. Один из них – Баксанский новейший левый сдвиг, разрабатываемый долиной р. Баксан. К субмеридиональным сбросам приурочены проявления плиоцен-четвертичного магматизма (Минераловодский, Эльбрус-Кюгенский вулканические районы). Восточной границей этой области является система разломов, в целом совпадающая с долиной реки Черек Балкарский и частично Риони на южном склоне.

Третья область соответствует наиболее узкому участку горного сооружения, северный склон которого становится заметно круче. Простирание новейших поднятий с амплитудами до 4,5 км и осложняющих их надвигов преимущественно с северным падением сместителей становится широтным. Резкое сужение орогена можно объяснить его положением между жесткими кристаллическими массивами – Дзирульским и Закавказским на юге и, возможно, Владикавказским, являющимся фундаментом Беслановской впадины и Варандинской антиклинали. Восточным ограничением области служит субмеридиональная зона разрывов, которая фрагментарно разрабатывается долиной р. Геха на северном склоне и прослеживается в Терско-Каспийскую предгорную впадину в направлении г. Грозный, где известны землетрясения. Следует отметить, что эта зона проявляла себя и ранее, по крайней мере, в поздней юре и среднем миоцене, что фиксируется анализом фаций и мощностей этих отложений.

Четвертая область охватывает Восточный Кавказ, включая Дагестанский клин, который выдвигается к северо-востоку по Аграхан-Тбилисской левосдвиговой зоне разломов, выделенной Н.В. Короновским [1]. Осевое поднятие очерчивается здесь изобазой в 3,5–4 км. Дагестанский клин обладает весьма сложной новейшей тектоникой, разделяясь на две четко выраженные ступени, образованные складчатыми структурами. Северная ступень, входившая в олигоцене–среднем миоцене в состав Терско-Каспийского прогиба, в плиоцене–антропогене оказалась вовлеченной в поднятие до 1.0–1.5 км и южная ступень – Известняковый Дагестан – была поднята на новейшем этапе на 2 км. Северный выступ этого клина характеризуется максимальной сейсмичностью и сложной складчато-надвиговой структурой, в том числе слепыми надвигами и дуплексами, с которыми связаны гипоцентры землетрясений. Пятая область соответствует восточному погружению горного сооружения Кавказа и его субаквальному продолжению.

Таким образом, новейшая структура горного сооружения Большого Кавказа представляет собой сочетание субширотных поднятий, ступенчато понижающихся от центрального свода в северном и южном направлениях. Эти ступени отделяются одна от другой, как правило, протяженными зонами разрывов (надвигами, взбросами, сбросами, часто со сдвиговой составляющей), некоторые из которых являются унаследованными от предыдущих этапов развития. Региональные разрывы часто маркируются сейсмичностью, как это наблюдается, например, на границе горного сооружения с предгорными впадинами (Владикавказский, надвиги в области Предгорного Дагестана и др.).

Помимо продольных, горное сооружение нарушено поперечными – диагональными и меридиональными зонами разрывов, которые часто разрабатываются речными долинами, смещают хребты, изменяя их простирания и конфигурацию и т.д. Многие из них являются сдвиговыми: левосторонние преимущественно северо-восточного простирания: Баксанская, Акташская, Аграхан-Тбилисская; правосторонние, простирающиеся в северо-западном направлении, среди которых: Датыхско-Ахловская, Восточно-Дагестанская, Восточно-Черноморская. Субмеридиональные дислокации – сбросы, раздвиги, зачастую осложненные сдвиговой составляющей, представляют собой, как правило, структуры растяжения, возникшие при росте поднятий в субмеридиональном поле сжатия (Анапская, Туапсинская и др.). Они часто маркируются неогенчетвертичным вулканизмом (район Кавказских Минеральных вод, Баксан и др.). Наиболее протяженные из них продолжаются в область Скифской плиты. К ним относятся Новороссийская, Дивноморская, Новомихайловская, Усть-Лабинская, Майкопская, Черекская, Урухская, Гехинская, Аргунская и др. [2].

Новейшие структуры часто наследуют дислокации доорогенного этапа развития. Некоторые из них, особенно региональные зоны разрывов часто являются реанимированными, как например, Пшекиш-Тырныаузская. Существенные различия новейшей структуры выделенных областей в пределах орогена Большого Кавказа предопределены всем ходом альпийского этапа развития, как это было показано ранее [3]. Корреляция геологических событий в разных сегментах выявила существенные отличия в их развитии как на доорогенной, так и на орогенной стадиях. Так, например, на кривых тектонических движений, построенных по методике backstriping, временной интервал 7.0-3.3 млн лет в восточном сегменте соответствует поднятию и перерыву в осадконакоплении, в то время как в западном отмечено интенсивное погружение. На Восточном Кавказе - это время предакчагыльской тектонической фазы, чем и можно объяснить более сложное геолого-геоморфологическое строение этого сегмента. Кроме того, установлено, что уже на раннеальпийской стадии, начиная с ранней юры, восточный сегмент испытывал большее тектоническое прогибание и, соответственно, растяжение по сравнению с центральным и западным, что возможно и предопределило дальнейший ход развития Большого Кавказа. Поперечная зональность может также объясняться разной реакцией неоднородного допалеозойского фундамента на процесс давления со стороны Закавказской плиты в условиях коллизии.

Устойчивое разрастание горного сооружения Большого Кавказа на фоне сокращения предгорных и межгорных впадин – тенденция развития региона на новейшем этапе. Это выражается в осложнении последних частными поднятиями, как это имеет место в Терско-Каспийской и Куринской впадинах.

Литература

1. Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантийская зона – важнейшая структура Кав-казского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 75–79.

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

3. Panina L.V., Klavdieva N.V., Mikhailov V.O., Kiseleva E.A., Polino R. Alpine geological stage of the North Caucasus foredeeps and Scythian plate according to a backstripping analysis // Геофизический журнал. 1997. Т. 19. №1. С. 142.

Влияние эрозии коллизионных поднятий на структуру надвиговых зон и процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование)

Глубоко эродированные области коры разного возраста, характеризующиеся выходами на поверхность пород различной степени метаморфизма вплоть до глубин нижней коры, создают основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли. В земной коре современных коллизионных горных сооружений (Гималаи, Кавказ) существуют квазистационарные расплавные горизонты, отмечаемые геофизическими и косвенными геологическими данными. Они залегают на глубинах 10–15 км и имеют мощность около 10 км на протяжении 50–250 км. По физическим свойствам они соответствуют граниту в состоянии, близком к температуре солидуса [1]. Возможной причиной их появления считается плавление вещества коры вследствие коллизионного разогрева при термальной релаксации надвинутых пластин.

Повышение температуры до солидуса гранита на разных глубинах в процессе надвига может быть вызвано следующими тепловыми источниками и процессами: увеличением радиогенной теплогенерации за счет возрастания мощности теплогенерирующего слоя, выравниванием температуры в надвигаемой и поднадвиговой плитах, наличием горизонтального переноса тепла из-за нарушения тектонической структуры при коллизии и локальным разогревом в результате трения при перемещении вдоль разлома.

На основе разработанных ранее алгоритмов проведено изучение влияния различных параметров на эксгумацию и подъем глубинных пород к поверхности в ходе перераспределения нагрузки при формировании и эволюции компрессионных орогенов. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии.

На глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии уравнения движе-ния и неразрывности решаются в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой жидкости с очень высокой

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

вязкостью. Методом конечных элементов в лагранжевых координатах решена задача о распределении полей скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} \boldsymbol{\mu}_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \boldsymbol{\rho}_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases}$$
(1)

Здесь *P* – давление, *u* – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость ($\mu = const$), *g* – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

Расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области выполнены для трех реологических слоев, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами. Уравнение сохранения энергии в обобщенных лагранжевых координатах содержит полную производную по времени, содержащую инерционный член:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i , \qquad (2)$$

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Детальное описание постановки задачи и граничных условий дано в более ранних работах [2, 3], основные параметры приведены в таблице ниже.

Таблица. Значения основных параметров для механической и тепловой задачи моделирования эволюции структуры внутрикратонного надвига

	Верхняя	Нижняя	Верхняя
	кора	кора	мантия
	(i = 3)	(i = 1)	(i=2)
Удельная теплоемкость	10^{3}	10^{3}	10^{3}
(с, Дж/кг•К) Коэффициент теплопроводности	2.5	3	4
(λ, Вт/м·К)	1.5; 2.0; 2.5	1.1	0.08
Скорость генерации тепла (<i>H</i> , мкВт/м ³) Плотность (ρ, кг/м ³) Эффективная вязкость	2750	3000	3300
$(\mu \Pi a \cdot c)$	_	$10^{21} - 10^{22}$	$10^{22} - 10^{23}$
Мощность слоя (<i>h</i> , км)	20	20	80

Особенности возникновения зон частичного плавления подробно рассмотрены в [3, 4]. В частности, плотность теплового потока над фронтальной областью надвига достигает величины 100 мВт/м² спустя 42 млн лет после окончания коллизии при значении теплогенерации 2.5 мкВт/м³. Это свидетельствует о значительном разогреве коллизионной призмы. Для сравнения плотность теплового потока у Главного Кавказского хребта (современная зона коллизии Аравийской и Евразийской плит) достигает очень высоких значений – 71–193 мВт/м² на фоне прилегающих с севера частей Скифской плиты – 50 мВт/м² и расположенной на юге Закавказской плитой – 58–97 мВт/м² [5].

Тепловая структура и деформации литосферы, возникающие в результате изменения строения и утолщения коры, в значительной мере определяют эволюцию областей, испытавших горизонтальное сжатие. В результате надвига "холодный" слой оказывается под "горячим" слоем, а под действием дополнительной нагрузки, перераспределяемой в ходе эрозии, возникает гравитационно неустойчивая структура. В этом случае эксгумация метаморфизованных пород – результат процессов денудации и гравитационного поднятия под действием сил плавучести на постколлизионной стадии.

Предполагается упрощенный механизм эрозии – диффузионный, при котором наиболее высоко поднятый материал подвергается денудации и затем перераспределяется в виде осадков в наиболее низко коры. Эрозия начинается лежаших областях после того. как дополнительный фрагмент коры значительной мощности был выведен на поверхность. Большинство исследователей склоняются в пользу достаточно быстрого подъема при выведении пород к поверхности – скорость 0.5-3 мм/год и продолжительность порядка 10-30 млн лет [6].

Расчеты показали, что влияние процесса перераспределения нагрузки, вызванного денудацией и осадконакоплением, на формирование утолщения коры является слабым. Но при этом происходит перетекание материала в виде конвективных течений с очень малыми, убывающими во времени скоростями (порядка десятых и сотых долей мм/год в зависимости от вязкости) после окончания процесса надвига. На рисунке показаны поле скоростей для вязких слоев (верхний рисунок) и деформация расчетной области на постколлизионной стадии (нижняя часть рисунка) для варианта горизонтального сокращения на 70 км со скоростью 1 см/год при скорости эрозии 1 мм/год, которая размывает рельеф с момента времени 1.8 млн лет от начала надвига. Отчетливо видно формирование восходящих течений в дополнительно нагруженной об-



Рисунок. Верх – поле скоростей вязких течений для нижней коры и верхней мантии на постколлизионной стадии (примерно 4 млн лет после окончания надвига со скоростью 1 см/год) при скорости эрозии 1 мм/год. Нижний рисунок – деформация расчетной области, включая верхнюю кору, после окончания коллизии. Вязкость нижней коры 10²² Па·с, вязкость литосферной верхней мантии 10²³ Па·с

ласти и зоны нисходящих течений при отложении осадков. Эти скорости определяются сложившейся в результате надвига и вязких течений топографией границ, т.е. соотношением скорости сокращения, эрозии, значений вязкости и угла падения разлома. Уровень эрозии прогрессивно возрастает над разломом до максимальных значений 9 км, что соответствует палеодавлениям примерно до 270 МПа [3]. Во фронтальной зоне надвига формируется осадочный бассейн глубиной до 4 км.

Результаты расчетов с различными значениями скорости эрозии (от 0.25 до 5 мм/год, а также с переменными значениями на разных этапах) показали, что этот параметр слабо влияет на скорость поднятия, определяемого в основном вязкостью нижней коры и литосферной верхней мантии. При прочих равных значениях параметров задачи увеличение вязкости нижней коры на порядок – с $5 \cdot 10^{21}$ Па·с до $5 \cdot 10^{22}$ Па·с приводит к уменьшению скорости поднятия в области надвига примерно в 7 раз – с 1 мм/год до 0.15 мм/год. Но эрозия является определяющим процессом в ходе эксгумации глубинных пород, обеспечивающим наблюдаемое разнообразие *P*–*T*-условий на небольших расстояниях в метаморфических поясах [7].

Следует отметить особую роль эрозии поднятых покровов на постколлизионной стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа путем отложения эродированного материала во фронтальном и тыловом осадочных бассейнах. Процесс перераспределения нагрузки препятствует размыванию сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры, так как увеличивает длину волны границы углубления Мохо [2].

Литература

1. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).

2. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22–32.

3. Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Изв. вузов, серия Геология и разведка. 2008. № 6. С. 68–73.

4. Парфенюк О.И. Исследование тепловых условий генерации гранитных расплавов в областях коллизии (на основе численного моделирования) // Мониторинг. Наука и технологии. 2012. № 3(12). С. 11–20.

5. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. С. 151–178. 6. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 577–587.

7. *Chamberlain C.P., Karabinos P.* Influence of deformation on pressure – temperature paths of metamorphism // Geology. 1987. V. 15. P. 42–44.

А.М. Петрищевский¹

Расщепление литосферы, аккреция, складчатость и вулканизм в реологических гравитационных моделях тектоносферы Северо-Восточной Азии

Складчатость, аккреция, горообразование и вулканизм на конвергентных границах литосферных плит давно и успешно изучаются геологическими методами. Однако получение объемных представлений о пространственных параметрах этих процессов и соответствующих им структур только по геологическим наблюдениям невозможно, поэтому для объяснения механизмов аккреции, складчатости, реже сопровождающих их магматических проявлений, привлекаются геофизические модели, чаще всего – сейсмические. В этих моделях утолщения приповерхностного вулканогенно-осадочного слоя и земной коры под складчатыми поясами и системами (вертикальная аккреция) повсеместно диагностируются в рельефе сейсмических границ раздела (ГСЗ и МОВЗзондирования), а пликативные и дизъюнктивные дислокации складчатых комплексов, в том числе структуры надвигания – с помощью непрерывного сейсмического профилирования (МОГТ и др.).

В последние 20–30 лет главной движущей силой складчатости, горообразования и магматических процессов на окраинах континентов считается субдукция литосферных плит, однако глубинное строение коллизионных и аккреционных структур по причине дефицита, или недостаточной детальности геофизической информации, характеризуется неоднозначно. Новые возможности исследования глубинного строения вулканических поясов, складчато-надвиговых и аккреционно-надвиговых систем на границах литосферных плит предоставляет метод оценки

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

реологических свойств земной коры и верхней мантии с помощью формализованных гравитационных моделей, отображающих плотностную контрастность тектонических сред на вертикальных отрезках между центрами плотностных неоднородностей и условными поверхностями (Hc), на которые "выметаются" их возмущающие массы [2–4].

В докладе рассматриваются модели, описывающие пространственные распределения в земной коре жестких (т.е. более вязких) метаморфических и вулканогенно-кремнистых пластин и менее вязких аккреционных и вулканических комплексов с помощью формализованного параметра (µ_z), характеризующего реологическое состояние тектонических сред [2]. Высокие значения этого параметра характеризуют жесткие среды, а низкие – менее вязкие. В верхней мантии до глубины 150 км по этим же признакам различаются твердые, соответственно – более плотные, и вязкие (пластичные, полурасплавленные и расплавленные) среды.

По полученным данным [2, 3], литосфера Северо-Восточной Азии состоит из двух жестких (метаморфический слой земной коры, нижняя литосфера) и двух вязких (подкоровый и астеносферный) слоев. Структурное положение, формы и пространственные взаимоотношения слоев проливают свет на вероятные тектонические причины и механизмы образования складчатых систем, аккреционых призм, вулканических и вулкано-плутонических поясов. Фундаментальной чертой коллизии литосферных плит является их расщепление на коровую и мантийную составляющие (рисунок). В зависимости от глубины залегания в зонах коллизии жесткие пластины могут надвигаться (обдуцировать) или пододвигаться (субдуцировать) под современные и палеоокраины Азиатского континента.

Для литосферных плит 1-го порядка (Тихоокеанской и Северо-Американской), в разное время придвинутых к Евразии, характерным является субдукция их нижней литосферы под литосферу континента, или окраинных морей, и надвигание коровых пластин на земную кору континентальной окраины [3]. Примеры расщепления плит 1-го порядка в зонах их коллизии с Евразией иллюстрируются разрезами 1-1 и 3-3 (рисунок). Похожие структуры расщепления обнаружены на границах буферной Охотоморской плиты 2-го порядка с Северо-Азиатским кратоном (разрез 4-4). Тонкая охотоморская литосфера на границе с Амурской плитой (разрез 3-3) и Северо-Азиатским кратоном (разрез 4-4) расщепляется также, как тихоокеанская с охотоморской. При этом нижний слой охотоморской литосферы пододвигается под земную кору континентальной окраины (разрезы 2-2 и 3-3), а верхнекоровые жесткие пластины (перемещенные фрагменты океанической коры и островных дуг) – надвигаются на нее (разрезы 3-3, 4-4 и 7-7). В более детальной Сихотэ-Алинской модели надвигание Кемского островодужного террейна на метаморфический слой континентальной коры иллюстрируют разрезы 5-5 и 7-7 (рисунок). Такие структурные взаимоотношения характерны на всем побережье Сихотэ-Алиня [4].

Сочленение жестких коровых пластин в зонах коллизии литосферных плит приводит к образованию складчатых систем и аккреционных призм верхнем слое земной коры (интервал глубин 0–15 км), которые в большинстве разрезов (1-1, 4-4 и 7-7) характеризуются прогибанием изолиний μ_z -параметра в верхнекоровом диапазоне глубин. Анализ реологических гравитационных моделей приводит к выводу, что Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая система и акреционные призмы в ее составе (Самаркинская, Киселевско-Маноминская) образовались в результате соскабливания турбидитовых толщ и конседиментационного меланжа жесткими пластинами островодужного Кемского террейна с метаморфического основания континентальной коры. Подобным образом в результате давления среднекоровой пластины Колымо-Омолонского супертеррейна сформировалась Верхояно-Колымская складчатонадвиговая система (разрез 1-1).

Судя по распределениям µ_z-параметра в разрезах 1-1, 2-2, 3-3, 4-4 и 7-7 на приводимом рисунке, Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса приурочены к зонам пододвигания жестких пластин в нижней литосфере Охотоморской плиты под земную кору континентальной окраины. Можно предположить, что образование этих поясов обусловлено выжиманием подкоровых и астеносферных магм при внедрении нижней литосферы окраинноморских плит в вязкий, реологически "ослабленный", слой между земной корой и литосферой Евразиатской плиты.

Таким образом, формализованные гравитационные модели, описывающие реологические состояния тектонических сред, объективно (т.е. независимо от предшествующих геолого-геофизических данных и моделеобразующих тектонических гипотез) в основных чертах совместились с геологическими результатами изучения приповерхностных тектонических комплексов и наполнили новым содержанием концепции расслоенной литосферы [5] и двухъярусной тектоники плит [1].



Рис. Типичные распределения μ_z -параметра в разрезах тектоносферы Северо-Восточной Азии

1–2 – аккреционно-складчатые комплексы: позднемезозойские и кайнозойские (1) и преимущественно мезозойские (2); 3 – плитные комплексы Северо-Азиатского кратона; 4–5 – террейны с древней континентальной корой: позднепротерозойскопалеозойские (4) и архейские (5); 6 – позднемезозойские и кайнозойские вулканические пояса; 7–8 – жесткие пластины в коре (7) и верхней мантии (8); 9 – изолинии μ_{τ} -параметра (1 ед. = 10⁻² кг/м²/км).

Обозначения структур: плиты: ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская, САП – Северо-Американская; САК – Северо-Азиатский кратон, АСТ – Алдано-Становой террейн; складчато-надвиговые системы: ВК – Верхояно-Колымская, АЧ – Анюйско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская, МО – Монголо-Охотская, СА – Сихотэ-Алинская; супертеррейны с дорифейской корой: ЦБ – Цзямусы-Буреинский, КОТ – Колымо-Омолонский, ЧТ – Чукотский, БВТ – Байкало-Витимский; вулканические пояса: ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский; террейны Сихотэ-Алиня: МН – Матвеевско-Нахимовский, Б – Бадждальский, Ж – Журавлевский, К – Кемский; аккреционные призмы: СМ – Самаркинская, КМ – Киселевско-Маноминская

Литература

1. Лобковский Л.И. Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.

2. Петрицевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы Дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.

3. Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.

4. Петрищевский А.М. Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 7–17.

5. Соколов С.Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3–19.

Г.А. Петров, Ю.Л. Ронкин¹

Реконструкция условий формирования доордовикских дунит-клинопироксенит-габбровых и габбро-перидотитовых комплексов восточного склона Среднего и Северного Урала

В пределах центральной части Уральского подвижного пояса широко распространены дунит-клинопироксенит-габбровые и габбро-перидотитовые массивы, входящие в состав полиформационных плутонов

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Платиноносного пояса и тектонических пластин, сложенных фрагментами офиолитовой ассоциации. Различным аспектам геологического строения, петрологии и рудоносности массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) посвящено огромное количество исследований. В состав плутонов Платиноносного пояса входят 4 комплекса – дунит-клинопироксенит-тылаит-габбровый, габброноритовый, амфиболовых и пироксен-амфиболовых габбро и гранитоидный. По доминирующим представлениям, большая часть горных пород, слагающих массивы ППУ, имеет силурийский и раннедевонский возраст, островодужные геохимические характеристики и сформировалась в пределах Тагильской палеоостроводужной системы [6]. Вместе с тем, в последнее время появляются данные, полученные методами изотопной геологии, о вендском возрасте дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации и оливиновых габбро, слагающих блоки в плутонах ППУ, а также пространственно ассоциирующих с ними метаморфических пород [3] (см. рисунок). В частности, нами проведено исследование устейского дунит-верлитклинопироксенит-габбрового, серовского дунит-гарцбургитового и асбестовского дунит-гарцбургит-габбрового комплексов, что позволило установить их вендский возраст [2]. Полученные нами возрастные датировки коррелируются с данными Г.Н. Савельевой [4], установившей по цирконам из хромитов Войкаро-Сыньинского габбро-перидотитового массива U-Pb возраст 585 ± 6 млн лет. Несколько более молодые, но также доордовикские датировки известны для Ключевского дунит-перидотитового массива, представляющего собой аллохтонную пластину в пределах Восточно-Уральского коллажа тектонических пластин и блоков [5].

Геохимические данные [6] свидетельствуют о сходстве составов пород ППУ и плутонических членов офиолитовых ассоциаций с надсубдукционными образованиями. Учитывая позднедокембрийский возраст, можно было бы считать неопротерозойские комплексы восточного склона Урала фрагментами позднепротерозойско-раннекембрийского Тиманского орогена. Вместе с тем, нельзя не обратить внимание на то, что структурные элементы поздневендско-раннекембрийского Тиманского орогена имеют северо-западное простирание, а простирание цепи массивов ППУ субмеридиональное, то есть согласное со структурным планом позднепалеозойского Уральского орогена, а не позднепротерозойского Тиманского. Массивы ППУ на всем протяжении цепи сохраняют петрографические и геохимические особенности всех представленных в нем магматических комплексов, включая и блоки допалеозойских пород. Возникает вопрос: почему расположенные западнее




Люции Тиманского орогена по В.Л. Андреичеву [1].
1–4 – Sm-Nd изохронные определения: 1 – дунит-клинопироксенит-тылаитовая серия и оливиновые габбро ППУ, 2 – метагаббро и перидотиты офиолитового типа, 3 – гранатовые гнейсы, 4 – U-Pb датировки по цирконам из хромитов среди дунит-гарцбургитов офиолитовой ассоциации. Длина линий соответствует доверительному интервалу. Стратиграфические схемы неопротерозоя по разным авторам: 1 – [Plumb, 1991]; 2 – [Knoll et al., 2004]; 3 – [Семихатов, 2000]. Буквенные обозначения: ППУ – Платиноносный пояс Урала; СМР – Серовско-Маукский разлом; Кт – Кытлымский массив и его обрамление [3] и данные В.С. Попова и Б.В. Беляцкого, Я – Ялпинг-ньерский массив и его обрамление (данные Г.А. Петрова, Ю.Л. Ронкина), К – Кумбинский массив (данные В.И. Маегова), Х – Хорасюрский массив (данные Ю.Л. Ронкина), Кн – Княсьпинский массив [3], Д – массив Денежкин Камень (данные А.А. Ефимова), У – устейский комплекс [2], А – Алапаевский массив [2], Кч – Ключевской массив [5]

Главного Уральского разлома допалеозойские комплексы имеют достаточно заметную изменчивость в субмеридиональном направлении, вызванную северо-западным простиранием структур, а вендские магматиты в составе плутонов Платиноносного пояса демонстрируют устойчивое сходство составов? Чтобы ответить на этот вопрос, можно сопоставить имеющиеся в настоящее время геохронологические данные об эволюции Тиманского орогена и датировки восточноуральских мафитультрамафитовых комплексов (рисунок). На схеме видно, что возрасты офиолитовых и дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов (включая датировку времени миграции расплавов в верхней мантии, сопровождавшейся хромитообразованием) соответствуют заключительной (аккреционно-коллизионной) стадии формирования Тиманского орогена, а Sm-Nd изотопная система перидотитов Ключевского массива была гомогенизирована еще позднее, в раннем кембрии. По нашему мнению, приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что восточноуральские доордовикские ультрамафит-мафитовые комплексы не имеют отношения к тиманидам – они формировались в океанических и островодужных условиях одновременно с орогенными процессами в Тиманском складчатом сооружении.

Вероятно, Тагильская островная дуга заложилась в позднем ордовике на фрагментах вендской островодужной коры, включающей большое количество дунит-клинопироксенит-габбровых массивов. Определённое сходство геохимических параметров силурийских и вендских габброидов ППУ объясняется, на наш взгляд, выплавлением и эволюцией первых в пределах достаточно мощной вендской островодужной верхней мантии и земной коры. О возможности такого сценария свидетельствуют, в частности, установленные нами в мантийных гарцбургитах 2 этапа миграции расплавов и формирования хромитов – вендский и силурийский [2]. Вендский и силурийский возраст имеют также габбро Платиноносного пояса Урала.

Определенную аналогию можно найти на Аляске, где также фиксируются 2 возрастные группы дунит-клинопироксенит-габбровых массивов – 440–400 и 118–110 млн лет [7]. Американские исследователи также указывают на петрографическое и геохимическое сходство разновозрастных интрузивных серий и предполагают существование долгоживущей конвергентной континентальной окраины в районе юго-западной Аляски. По нашему мнению, на Урале наблюдается развитие палеозойской Тагильской островодужной системы на фрагментах более древней, венд-раннекембрийской надсубдукционной структуры, не входившей в состав позднепротерозойского Тиманского орогена.

Литература

1. Андреичев В.Л. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 47 с.

2. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // Докл. РАН. 2010. Т. 432, №2. С. 220–226.

3. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы // Докл. РАН. 2010. Т. 432, №4. С. 499–505.

4. Савельева Г.Н., Суслов И.В., Ларионов А.Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23–33.

5. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Симонов В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. О возрасте и генезисе платиноидсодержащего хромитового оруденения расслоенной части Ключевского массива // Петрогенезис и рудообразование. XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатерин-бург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 291–293.

6. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. Интрузивный магматизм ранних стадий Уральского эпиокеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. №2. С. 150–170.

7. *Himmelberg G.R., Loney R.A.* Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. U.S. Geological Survey professional paper: 1564. US Government printing office, Washington, 1995. 48 p.

Г.А. Петров¹

Признаки позднедокембрийской обстановки скольжения плит на Среднем Урале

Тектонические структуры зон скольжения на Урале хорошо известны и изучаются достаточно давно (например, [3] и др.). Большая часть их представлена левыми сдвигами позднепалеозойского возраста, во многом определяющими структурный план уралид. В то же время позднепалеозойские и более молодые (мезозойские и кайнозойские) тектонические деформации существенно исказили морфологию ранее существовавших структур, что затрудняет их реконструкцию. Для выявления допозднепалеозойских тектонических структур и палеообстановок, приходится привлекать петрологические и геохимические данные, результаты фациального анализа и палеомагнитные реконструкции, позволяющие в ряде случаев проследить движения крупных блоков. Палеомагнитные реконструкции для позднего докембрия Балтики достаточно противоречивы [6–8], что, вероятно, связано с недостаточ-

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

ным количеством достоверных данных. Наше внимание привлекла реконструкция Т.Х. Торсвика и Р.М. Кокса [8], предполагающая резкий поворот Балтики (на 80–90°) по часовой стрелке в период 620–530 млн лет (возможно, этот поворот начался несколько раньше). Поворот палеоконтинента по часовой стрелке должен сопровождаться формированием мощных левосдвиговых зон вдоль континентальной окраины. Сложность поиска и идентификации позднедокембрийских левосдвиговых систем связана с широким развитием позднепалеозойских зон скольжения такой же кинематики, а также надвигов и складчатых деформаций, сопровождавших формирование уралид. В такой ситуации, информацию о вендско-раннекембрийском тектоническом режиме могли бы дать литолого-фациальные особенности отложений, морфология вендских палеобассейнов, геохимические параметры и формы магматических тел.

В качестве объекта для исследования нами в пределах Кваркушско-Каменно-горского антиклинория (западный склон Среднего Урала) был выбран Журавликский массив, расположенный на левобережье р. Серебряная, выше устья р. Клыктан (рисунок). Это вертикально падающее тело северо-восточного простирания размерами 1,8х1,2 км, прорывающее отложения клыктанской и кырминской свит позднерифейского возраста. Контакты с вмещающими породами интрузивные и тектонические. Первая фаза представлена габбро, верлитами, пироксенитами, вебстеритами, вторая – гранодиоритами, плагиогранит-порфирами и гранитпорфирами. Основную часть массива слагают габбро. Пироксениты, оливиновые вебстериты и верлиты слагают в центральной части массива расслоенные линзообразные тела, согласные его простиранию; мощность тел до 50 м, протяженность – до 500 м, контакты между ними резкие. Магматические образования второй фазы прорывают габбро и залегают в виде линейно вытянутых и линзообразных тел мощностью до 50 м. На контактах с вмещающими карбонатными породами клыктанской свиты присутствуют пироксен-гранатовые скарны. Возраст магматических образований журавликского комплекса (671±7,5 млн лет) определен методом Кобера по цирконам из габбро Дублинского массива, расположенного в сходной геологической ситуации в 50 км севернее (район пос. Теплая Гора) [2]. Журавликский массив, в отличие от большинства неопротерозойских интрузий Кваркушско-Каменногорского антиклинория (в том числе габбродолеритового Дублинского массива), обладает высокой контрастностью составов (от верлитов до гранодиоритов) и хорошо откартирован, что позволяет проследить особенности его внутреннего строения. Массив слагается серией пластооб-





3 – верлиты и пироксениты, 4 – габбро и габбродолериты, 5 – гранитоиды; 6 – геологические границы стратиграфические и интрузивные (а), тектонические наруше-

ния (б); 7 – предполагаемые направления смещений блоков по разломам

разных тел восток-северо-восточного простирания, с запада и востока ограничен разрывными нарушениями (рисунок). В центральной его части располагается дайка габбродолеритов северо-восточного, почти меридионального простирания, параллельная разломам. Подобные дайки есть и в самих разломных зонах. Форма интрузивных тел в сочетании с ориентировкой разрывных нарушений, достаточно определенно свидетельствует о формировании Журавликского массива в обстановке левосдвиговой транстенсии. Таким образом, нами обнаружены признаки существования неопротерозойских левых сдвигов, сопряженных с проявлениями интрузивного магматизма.

В вендское время на окраине Балтики (в пределах Кваркушско-Каменногорского антиклинория) формировались терригенные толщи серебрянской серии, полимиктовые песчаники и алевролиты сылвицкой серии, умеренно-щелочные вулканиты и субвулканиты дворецкого, шпалорезовского и благодатского комплексов, внедрялись дайки и штоки монцогаббро кусьинского комплекса. Традиционно эти вулканиты и интрузивные образования считаются продуктами рифтогенеза [1], что подтверждается линейной формой ареалов магматизма и особенностями состава интрузивных и вулканических образований. В свете данных о возможных значительных горизонтальных смещениях, связанных с разворотом палеоконтинента вокруг оси [8], правомочна интерпретация вендскораннекембрийской палеоообстановки как трансформной, а учитывая данные о формировании в это время Тиманского орогена [4], вероятно, можно говорить о косой коллизии. В подобной обстановке происходит формирование глубинных расколов земной коры, дренирующих мантию, в пределах которых происходит внедрение магматических комплексов и функционирование гидротермальных систем [5]. Интерпретация вендских магматических образований Кваркушско-Каменногорского антиклинория, как продуктов обстановки косой коллизии, снимает противоречия между геологическими данными о формировании в венде – раннем кембрии аккреционно-коллизионного орогена и внутриплитными геохимическими характеристиками магматических пород этого возраста.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО РАН, СО РАН и ДВО РАН № 12-С-5-1022.

Литература

1. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского госуниверситета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 13–44.

2. Петров Г.А., Тристан Н.А., Зенков И.И. Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XVIII. Объяснительная записка. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. 268 с.

3. *Плюснин К.П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: Изд-во Пермского госуниверситета, 1971. 218 с.

4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

5. *Русинов В.Л.* Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. 2005. №3. С. 66–79.

6. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* European geography in a global context from the Vendian to the end of Palaeozoic / Gee D.G., Stephenson R.A. (Eds) // European Lithosphere Dynamics. Geological Society. London. Memoirs. 2006. V. 32. P. 83–96.

7. *Meert J.G.* Ediacaran–Early Ordovician paleomagnetism of Baltica: a review // Gondvana Research. 2013 (in press).

8. *Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* Norway in space and time: a Centennial cavalcade. // Norwegian Journal of Geology. Trondheim. 2005. V. 85. P. 73–86.

А.В. Пилицына¹, А.А. Третьяков¹, Е.В. Ковальчук²

Особенности проявления изотермальной декомпрессии и последующего охлаждения в раннепалеозойских эклогитах анрахайского метаморфического комплекса (Южный Казахстан)

В пределах ЮВ части Чу-Илийских гор принято выделять несколько крупных структурно-вещественных комплексов, к которым, главным образом, относятся Джалаир-Найманская офиолитовая зона, представляющая собой сложное чередование раннекембрийских офиолитов, кремнисто-базальтовых и туфогенных толщ, а также тремадокского флиша; и расположенный к юго-востоку от Джалаир-Найманской зоны Джельтауский докембрийский сиалический массив [1, 2]. В строении фундамента Джельтауского блока выделяются метаморфические образования, объединяемые в анрахайский комплекс [1, 3], представляющий в структурном отношении узкую тектоническую зону СЗ простирания,

¹ ГИН РАН, Москва, Россия

² ИГЕМ РАН, Москва, Россия

имеющую протяженность около 100 км и с северо-востока ограниченную породами Джалаир-Найманской офиолитовой зоны [6].

Метаморфические породы анрахайского комплекса характеризуются пестрым составом, а кроме того разнообразием ступеней метаморфизма. Так, среди пород комплекса встречаются эклогиты и гранатовые клинопироксениты [3], пик метаморфизма которых соответствует условиям эклогитовой фации; вмещающие высокобарические образования, гнейсы, имеют в своем составе минеральную ассоциацию Grt + Ky + Kfs, отвечающую условиям гранулитовой фации [4]. Также среди пород комплекса присутствуют гранатовые и безгранатовые амфиболиты, метаморфизованные серпентиниты, талькиты и диафторированные гранат-биотитовые парагнейсы, минеральные парагенезисы которых на пике метаморфизма соответствуют условиям амфиболитовой фации [4].

Подобные различия среди пород одного комплекса могут свидетельствовать о сложной и многоэтапной тектонической истории его формирования, а также разнообразии факторов, повлиявших на состав пород и особенности их метаморфических преобразований.

Наиболее изученными на данный момент породами анрахайского комплекса являются эклогиты и гранатовые клинопироксениты [5] раннепалеозойского возраста [7], встречающиеся в виде тектонических линз среди Grt – Ky – Kfs гнейсов и в некоторых случаях чередующиеся между собой. Гранатовые клинопироксениты характеризуются ассоциацией высокомагнезиального Grt (Py_{23} Alm_{45}), Cpx (Di_{63}), Rt, зачастую замещенного *Ttn*, и *Amp* регрессивного этапа. Данная ассоциация не содержит кварца. Отсутствие в минеральном составе гранатовых ультрамафитов Орх затрудняет определение параметров давления, однако использование Grt-Cpx геотермометра Powell [13] позволило определить температуру образования пород на пике метаморфизма (T = 830 °C). Не отличаются репрезентативностью и гранаты клинопироксенитов, содержащие, в основном, включения Di₆₁, сходного по составу с диопсидом из основной ткани породы (Di₆₃), что подразумевает в качестве протолита для гранатовых ультрамафитов клинопироксенит. Ретроградные изменения гранатовых клинопироксенитов выражены в замещении моноклинного пироксена эденитом (Gln₆Halimond mol.₁₈Tschermakite₃₇Act₃₉), характеризуя условия амфиболитовой фации [5].

С другой стороны, особенности минерального и химического составов эклогитов, отличающихся от гранатовых клинопироксенитов (*Grt* (Alm_{62}), *Cpx* (Jd_{35}), представленный омфацитом, *Qtz*, *Rt*, *Pl*, *Amph*, *Czo*, *Ep*) позволили сделать выводы о возможном протолите для эклогитов, а также восстановить термобарическую историю его преобразований. Закономерное распределение минеральных включений в пределах зерен Grt эклогитов (*Act-Tr* и *Pl* в центре; *Czo* и *Amph* в промежуточной зоне; *Qtz* и *Rt* в периферийной части) при сопоставлении с общей химической зональностью зерен граната ($Fe^{3+} - Mn$ ядро; $Fe^{2+} - Ca$ промежуточная зона и магнезиальная периферия) предполагает в качестве протолита для эклогитов габброиды, преобразованные в гранатовые амфиболиты, которые затем подверглись высокобарическому метаморфизму в условиях эклогитовой фации [5] (проведенные геотермобарометрические исследования с использованием *Grt-Cpx* геотермометров *Ravna* [15] и *Powell* [14] и *Jd-Ab* геобарометра *Gasparik* [9] показывают $T = 810^{\circ}$ С и P = 18,5 кбар). Отношение жадеитовой компоненты к содержанию молекулы Чермака в *Cpx* эклогитов, превышающее 4/5, также свидетельствует о высокобарических условиях, сопоставимых с условиями эклогитовой фации [16].

Однако в эклогитах анрахайского комплекса проявлены не только особенности, характеризующие прогрессивную ветвь метаморфизма. Практически все изученные эклогиты на 80% изменены в условиях более низких ступеней, при этом минеральные ассоциации регрессивной ветви позволяют предполагать наличие *P*–*T*-эволюции от пиковых условий эклогитовой фации к *HP* и *MP* гранулитам до условий амфиболитой фации [17].

Наиболее ранние изменения эклогитов, по химическому составу соответствующих толеитовым базальтам, приводят к формированию кислого плагиоклаза в срастании с *Cpx* посредством декомпрессии *Fe-Mg Grt* и омфацита, маркируя тем сам переход от эклогитовой фации к условиям *HP* гранулитов; переход при этом может быть описан с помощью реакций: 1) *Grt* + Qtz => Cpx + Pl; 2) *CaTs* (*Cpx*) + Qtz => An (*Pl*) [11, 17]. Исходя из этого устойчивая парагенетическая ассоциация симплектитов *Cpx* (*Di*₆₀) и кислого плагиоклаза (*An*₁₀₋₁₃) с *Grt* + Qtz характеризует условия гранулитовой фации [4]. Подтверждают подобные выводы и геотермобарометрические исследования с использованием *Grt-Cpx* геотермометра *Ravna* [15] и *Grt-Cpx-Pl-Qtz* геобарометра *Newton/Perkins* [10], показывающие *P*–*T* интервал, соответствующий условиям гранулитовой фации повышенных давлений (*P* = *12.5–13 кбар; T* = 800° C).

Появление Fe-Mg Cpx (Cen₃₀Cfs₂₃) в ассоциации Cpx-Pl + Grt + Qtz маркирует понижение давления (геобарометр Newton/Perkins [10]) до условий MP гранулитов ($P = 9.5-10 \kappa \delta a p$); при этом отмечается сохранение температуры около 800° С (для измерения использовались те же геотермобарометрические методы, что и для HP гранулитов [10, 15]). Pl

в ассоциации *MP* гранулитов является более основным (An_{14-18}), а гранат содержит меньше гроссуляровой компоненты в ядре, чем гранат *HP* гранулитов. Таким образом, понижение давления от условий эклогитовой фации через *HP* гранулиты к *MP* гранулитам при приблизительно постоянной температуре (около 800 °C), а также наличие характерных структур распада, отражает механизм изотермальной декомпрессии, осуществимый в геологических условиях субдукционно-коллизионных обстановок [11].

Дальнейший этап преобразования *MP* гранулитов с реликтами более высоких ступеней метаморфизма характеризуется развитием амфиболплагиоклазовых симплектитов (образованных за счет *Fe-Mg Cpx* в пироксен-плагиоклазовых симплектитах) и амфибол-плагиоклазовых опацитовых кайм вокруг граната, формирование которых описывается с помощью реакций: *1*) *Grt* + *Cpx* + *Qtz* + *H*₂*O* => *Pl* + *Hbl*; *2*) *Grt*₁ + *Pl*₁ + *Qtz* + *H*₂*O* => *Grt*₂ + *Pl*₂ + *Hbl* [17].

Образование Amp-Pl симплектитов предшествует формированию короны; на это указывают различные составы обеих фаз – и плагиоклаза, и амфибола, а также данные термобарометрии. Так, амфибол из симплектитов по составу соответствует эдениту (Joesmithite₁₁ Halimond mol ₂₉Act₆₀), а состав плагиоклаза колеблется от An₂₀ до An₂₆. Использование Grt-Amph геотермометра Ravna [15] и Grt-Amph-Pl-Qtz [8] геобарометра Kohn/Spear позволило определить параметры формирования амфибол-плагиоклазовых симплектитов, отвечающие условиям амфиболитовой фации ($P = 8 \kappa 6ap; T = 650 \, ^{\circ}C$).

Амфибол, обрамляющий гранат, представлен паргаситом (Joesmithite 4Cum₉ Halimond mol 40Act₄₇) и ферропаргаситом (Gln₃ Halimond mol 41 Tschermakite 56), а плагиоклаз, находящийся с амфиболом в ассоциации, характеризуется наибольшей основностью (An₃₀-An₃₆). Ассоциация паргасита и андезина совместно с клиноцоизитом и эпидотом отвечает эпидот-амфиболитовой фации, что согласуется и с результатами геотермобарометрии ($P = 4.5 \kappa 6ap$; $T = 540 \,^{\circ}C$; для измерения использовались те же геотермобарометрические методы, что и для Amp-Pl симплектитов [8, 15]).

Формирование амфибол-плагиоклазовых парагенезисов связано с понижением температуры и давления, то есть с постепенным охлаждением, следующим за изотермальной декомпрессией.

Все рассмотренные выше особенности пород характеризуют вполне определенный тектонический сценарий, связанный, вероятно, с субдукцией нижней части континентальной коры или верхней мантии в поле *P*–*T*, отвечающих условиям эклогитовой фации, испытывая при этом

частичное плавление; исходя из этого высокобарическому метаморфизму подверглись вероятнее всего дифференциаты пород, составляющих нижнюю часть коры (а именно гранулиты основного и, реже, кислого состава, габброиды, пироксениты), для которых зачастую типично чередование между собой (на интрузивную природу протолита для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов указывает наличие в них крупных скоплений апатита и рутила – характерных акцессорных минералов интрузивных магматических пород). Присутствие среди пород анрахайского комплекса метаморфизованных серпентинитов и талькитов подразумевает их связь с эклогитами и гранатовыми клинопироксенитами и позволяет отнести их к метаморфизованным коровым кумулатам.

Механизм эксгумации эклогитов и чередующихся с ними гранатовых клинопироксенитов требует важного условия, необходимого для осуществления проявленной в породах изотермальной декомпрессии – подъем метаморфизованных в высокобарических условиях пород должен был происходить достаточно медленно для того, чтобы преодолеть влияние термальной релаксации; тем самым породы могли бы продолжать нагреваться в течение декомпрессии (то есть эксгумации) [11, 12]. Подобный сценарий не противоречит проведенным ранее в пределах анрахайского комплекса исследованиям, предполагающим субдукционно-коллизионные обстановки для его образования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №12-05-33069 мол-а-вед, № 12-05-31108-мол-а

Литература

1. Абдулин А.А., Волков В.М., Щерба Г.Н. и др. Чу-Илийский рудный пояс // Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. С. 15–40, 177.

2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

3. Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М. Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата, 1983. С. 81–115.

4. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.

5. Пилицына А.В., Третьяков А.А., Ковальчук Е.А. Позднекембрийско-раннеордовикские меланократовые метаморфические породы в структуре фундамента Жельтавского блока (Южный Казахстан): особенности состава и условия формирования // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля. СПб., 2013. С. 332–335. 6. Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Крёнер А., Алексеев А.В. Раннепалеозойские гранатовые ультрамафиты в Анрахайской сутуре Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009.

7. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. P. 805–820.

8. *Kohn M.J., Spear F.S.* Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont // American Mineralogist. 1990. V. 75. P. 89–96.

9. *Gasparik T*. Experimentally determined compositions of diolside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200–1350°C and 15–34 kbar // Geochimica and Cosmochimica Acta. V. 49. P. 865–870.

10. *Newton R.C., Perkins D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // American Mineralogist. 1982. V. 67. P. 203–222.

11. *O'Brien P.J., Rötzler J.* High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // J. metamorphic Geol. 2003. V. 21. P. 3–20.

12. Ota T., Terabayashi M., Katayama I. Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan // Lithos. 2004. V. 73. P. 95–126.

13. *Powell.R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. metamorphic Geol. 1985. V. 3. P. 231–243.

14. *Ravna E. Krogh.* The garnet–clinopyroxene Fe^{2+} –Mg geothermometer: an updated calibration // J. metamorphic Geol. 2000. V. 18. P. 211–219.

15. *Ravna E. Krogh.* Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe–Mg geothermometer // Lithos. 2000. V. 53. P. 265–277.

16. *White A.J. R.* Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites // The American mineralogist. 1964. V. 49, July-august.

17. *Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Lu L.* High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan complex, North China Craton: petrology and tectonic implications // Journal of petrology. 2001. V. 42. N 6. P. 1141–1170.

Особенности кайнозойского спрединга в восточной части Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана

Гипотеза формирования Евразийского бассейна в процессе кайнозойского спрединга с осью раскрытия, располагающейся в неизменном положении на современном хребте Гаккеля, была разработана после открытия в Евразийском бассейне системы линейных магнитных аномалий [1] и завершения в Северном Ледовитом океане первого цикла азромагнитных работ [2]. Предполагается, что скорость спрединга, первоначально составлявшая порядка 2 см/год, начала уменьшаться в зоцене, и с олигоцена составляет примерно 0,5 см/год [3].

В то же время описаны многочисленные факты, не увязывающиеся со столь простой историей образования и развития Евразийского бассейна. К ним относятся: асимметрия рельефа дна и фундамента глубоководных котловин, особенности пространственного распределения слоев осадочных пород, асимметричное относительно хребта Гаккеля положение гравитационных и магнитных аномалий [4].

Положение магнитных аномалий определено в восточной части бассейна в 60-е годы. Сеть профилей магнитных съемок лишь в пределах 200-километро-вой полосы вдоль хребта Гаккеля [5] соответствует региональному этапу исследований. На площади же восточного сектора котловин Нансена и Амундсена расстояния между профилями составляют 20, а иногда 40 и более километров. Известны сложности навигации и привязки съемочных профилей, существовавшие в середине 60-х годов, – во время проведения этих съемок. Таким образом, картина магнитных аномалий восточной части Евразийского бассейна, за пределами хребта Гаккеля, является весьма условной и ненадежной, что позволяет считать воссоздание истории эволюции Евразийского бассейна нерешенной проблемой.

Выполнение в 2011 году сейсморазведочных работ МОВ в котловинах Амундсена и Нансена (рис. 1) позволило вернуться к совместному рассмотрению геофизических и батиметрических данных с целью определения этапов эволюции Евразийского бассейна.

Новые сейсмические материалы характеризуют особенности строения обширных областей Евразийского бассейна, в которых линейные анома-

¹ ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Россия



Рис. 1. Карта локальных магнитных аномалий (T<40 км) Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Сплошные линии – профили сейсморазведки MOB 2011 года; точки – рифтовая долина хребта Гаккеля; тонкий пунктир – границы хребта в рельефе и по гравитационным аномалиям; жирный штрих-пунктир – границы области линейных магнитных аномалий, параллельных хребту Гаккеля; жирный пунктир – граница бассейна с океанической земной корой и мощных осадочных бассейнов котловины Нансена и моря Лаптевых

лии, параллельные хребту Гаккеля, не прослеживаются вообще. В эти области входит южная часть котловины Нансена, а также, за исключением узкой зоны, Прилаптевоморская часть бассейна. Фундамент этих областей находится под мощной (более пяти километров) толщей осадков, и выполненными сейсмическими работами не прослежен. Шовная структура резкого погружения фундамента уверенно прослежена на всех профилях, проходящих в котловине Нансена, и на профиле 24 в котловине Амундсена.

В котловине Амундсена границы области линейных магнитных аномалий отмечены ярко выраженными особенностями сейсмического разреза (рис. 2). Сама граница совпадает с локальным (шириной порядка 10 километров) подъемом фундамента. Этот же подъем фундамента, амплитуда которого составляет 1–2 км, отделяет часть котловины, прилегающую к хребту Ломоносова, в которой развита мощная нижняя осадочная толща.

Еще одна особенность, выявленная современными сейсмическими и батиметрическими данными, – асимметричное положение современной оси спрединга относительно хребта Гаккеля [6]. К востоку от 60° в.д. ось сдвинута к южному крылу хребта Гаккеля. Совместное рассмотрение геофизических и батиметрических материалов дает основание предположить, что перескок оси спрединга в этой части хребта на 60–80 километров произошел в геологическом масштабе времени совсем недавно, – порядка 5 млн лет назад. До этого времени резкого изгиба оси спрединга в районе 60° в.д., очевидно, не наблюдалось.

Вдоль этого же линеамента, расположенного к востоку от 60° в.д., происходит резкое сужение зоны линейных магнитных аномалий, параллельных, в первом приближении, хребту Гаккеля. Ширина этой зоны в восточной части Евразийского бассейна составляет порядка 240 км. С учетом того, что скорость спрединга в этом регионе вряд ли выходит за пределы диапазона 0.5–1 см/год, наиболее вероятным тектоническим рубежом образования современной конфигурации оси спрединга выглядит граница эоцена и олигоцена, 34 млн лет назад, время раскрытия пролива Фрам.

Литература

1. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 8–19.

2. Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin, 2 // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. №B7. P. 6323–6333.



Рис. 2. Глубинные сейсмические разрезы вдоль профилей МОВ, пересекающих котловину Амундсена. Вертикальные линии соответствуют границе линейных магнитных аномалий на рис. 1

3. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen Th., Schoene T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 378–392.

4. Пискарев А.Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2004. № 6. С. 49–66.

5. Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Мащенков С.П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2002. С. 134–141.

6. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. L02603.

А.А. Полетаев¹

ГЛУБИННАЯ НЕОТЕКТОНИКА и ЭТНОТЕКТОНИКА (по данным линеаментного анализа)

«...не следует забывать, что новейшие движения, фиксируемые в приповерхностной зоне земной коры, отражают в основном процессы, которые протекают в глубоких недрах Земли и вызывают землетрясения». Г.П. Горшков [4, с. 23].

В материалах XXX1X Тектонического совещания, посвящённого областям «активного тектогенеза в современной и древней истории Земли» были опубликованы тезисы доклада: «Линеаментогенез и этногенез Восточного полушария Земли», в котором было показано, что «историю Человеческой Цивилизации и можно и нужно рассматривать именно с позиций ... этнотектоники, в рамках которой предполагается изучение влияния особенностей и закономерностей строения и эволюции Земли на зарождение отдельных человеческих сообществ (этносов) – народов и народностей и на развитие их культуры в самом широком смысле этого слова» [13, с. 117].

За прошедшие 7 лет понимание линеаментов, как линейных образований, отражающих на поверхности Земли тектонические нарушения

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

разной глубины и разного времени заложения, стало если не общепринятым, то, по крайней мере, широко распространённым [1].

Такое понимание линеаментов, по мнению автора, выводит линеаментный анализ земной коры (ЛАЗК), т.е. анализ закономерностей и особенностей линеаментного рисунка, на совершенно новый уровень изучения неотектонических процессов, позволяя достаточно уверенно выделять и картировать индикаторные (эталонные) единицы, выявляющие глубинные неотектонические структуры [11, 12] в планетарном, региональном и локальном масштабах.

Примерами **планетарных** линейных структур, отражающих глубинные неотектонические структуры адекватного масштаба, могут быть Средиземноморско-Индонезийская линеаментная зона СЗ – ЮВ простирания и Африкано-Чукотский линеамент ЮЗ – СВ простирания [9].

Эти структуры не только делят Восточное полушарие на четыре сектора, отражают глубинные деформации на уровне границы ядромантия [15], но и определяют секторное распределение животного мира и даже *«больших человеческих рас»* [6].

Средиземноморско-Индонезийская линеаментная зона представляет собой чрезвычайно раздробленную территорию, зажатую между более «монолитными» блоками земной коры: с севера и северо-востока – Евразией, образованной Русской и Сибирской плитами и Западно-Сибирской плитой (между ними), с юга и юго-запада – Африканской и Австралийской плитами, разобщёнными Индийским океаном.

Именно «в рамках» этой зоны произошли известные природные катаклизмы и Древнего и Нового времени: от гибели мифической Атлантиды до гибели реальных Помпеи и Геркуланума в 79 году, от Лиссабонского землетрясения 1755 года до Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, от мощнейшего извержения вулкана Томборо в 1815 году и знаменитого извержения вулкана Кракатау 1883 года до Индонезийской геокатастрофы (землетрясение и мощное цунами) 26 декабря 2004 года.

В региональном масштабе, например, на территории *Московского* мегаполиса выявлено несколько линеаментов, отражающих глубинные неотектонические структуры.

Наиболее чёткая из них намечена в южной части Московского мегаполиса [8]: она отражается также на карте скоростей современных тектонических вертикальных движений земной коры Москвы и окрестности 1957–1978 гг. [5], фиксируется кластерной картой активных геодинамических зон для территории Москвы, составленной по данным многомерного анализа разноглубинной геологической, геоэлектрической, сейсмической и аэрокосмической информации [7], и совпадает с границей северного борта Подмосковного грабена.

Влияние этой субширотной глубинной структуры, вероятно, активизировавшейся на новейшем этапе развития земной коры, на характер, интенсивность и особенности человеческого освоения этой территории требует специального изучения.

На локальном уровне также отмечается структурный контроль человеческих агломераций. Так, например, большинство исторически сложившихся городов Восточно-Европейской платформы, в том числе Москва [14], а также основные культурные и исторические центры Кавказа [16] тяготеют к узловым структурам, образованным за счет сочленения и / или пересечения ортогональных или диагональных разрывных или линеаментных структур, и обладающим *«аномальной тектонической раздробленностью, геодинамической подвижностью и флюидопроницаемостью»* [10, с. 44], что, вероятно, могло способствовать появлению природных условий (рельеф – растительность – водный обмен), благоприятных для проживания Человека.

С другой стороны, именно к местам сочленения и/или пересечения линеаментов, т.е. к узловым структурам, отмечается приуроченность как активизации «современных рельефообразующих процессов» [2], природных катастрофических событий типа землетрясений – Ашхабадского, 1948 (Туркмения); Агадирского, 1960 (Марокко); Газлийского, 1976 (Узбекистан); Спитакского, 1988 (Армения), Абруццо, 2009 (Италия), Ванского, 2011 (Турция) и других; вулканов [17], карстовых просадок, обвалов, оползней и других процессов [12], так и наибольшего числа техногенных аварий, зафиксированных на территории центральных и южных районов Европейской части России [3].

Таким образом, приведённые факты свидетельствуют, что на зарождение, развитие и безопасность функционирования человеческих сообществ могут влиять не просто глубинные структуры земной коры, а именно структуры, зародившиеся или активизировавшиеся на новейшем этапе её развития.

В любом случае проведённые исследования позволяют наметить пока не столь очевидные связи между **глубинной неотектоникой**, основы которой заложены в работах Н.И. Николаева (1906–2002), и **этнотектоникой**, основные черты которой были намечены раньше [13].

Работа выполнена в рамках программы «Новейшая геодинамика и обеспечение безопасности хозяйственной деятельности», разрабатываемой на кафедре динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. Богословский В.А., Полетаев А.И., Шереметьева Е.В. Эффективность линеаментного анализа при изучении структуры земной коры / Под ред. проф. Н.В. Короновского // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики: XV Горшковские чтения. Материалы конференции, посвященной 104-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). 26 апреля 2013 г. М.: МГУ, 2013. С. 6–13.

2. Гласко М.П., Раниман Е.Я. О морфоструктурных узлах – местах активизации современных рельефообразующих процессов // Геоморфология. 1992. №4. С. 53–61.

3. Гласко М.П., Ранцман Е.Я. Влияние современной блоковой структуры земной коры равнинных территорий на сохранность технических объектов // Изв. РАН. Сер. географ. 1995. №2. С. 76–80.

4. Горшков Г.П. Региональная сейсмотектоника территории Юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 272 с.

5. Карасик И.Б., Певнев А.К. О современных движениях земной коры в Москве // Геодезия и картография. 1997. №5. С. 25–31.

6. Кочемасов Г.Г. Волновая секторная тектоника Восточного полушария Земли и её отпечаток в биосфере / Система планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии). XI научный семинар 3–5 февраля 2003 г. М., 2003. С. 21–25.

7. Кузнецов О.Л., Богословский В.А., Кузьмина Э.Н. Эколого-геофизические исследования Московского региона. М., 1995. 90 с.

8. Мукосей Е.В. Скрытые тектонические нарушения Московского региона (по данным линеаментного анализа) // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. XII Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённой 101-ой годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). 26 апреля 2010 г. М.: МГУ, 2010. С. 7–10.

9. Полетаев А.И. Сейсмотектоника зоны Главного Копетдагского разлома. М.: Наука, 1986. 136 с.

10. Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. Общая и регион. геология, геология морей и океанов, геол. картирование: Обзор. М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. 52 с.

11. Полетаев А.И. Линеаментная делимость земной коры. М.: «Геоинформмарк», 1994. 44 с.

12. Полетаев А.И. Линеаментная тектоника земной коры – структурноинформационная основа карт новейшей геодинамики // Геология, ч. 11. Университеты России. М.: МГУ, 1994. С. 181–185.

13. Полетаев А.И. Линеаментогенез и этногенез Восточного полушария Земли // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: 31 января – 3 февраля 2006 г. М.:ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 115–118.

14. Скворцов А.И. Краткий анализ связи географии городов с тектоникой на Русской платформе // Сборник трудов ВНИИ системных исследований. 1991. № 3. С. 30–36.

15. Сонюшкин В.Е., Фёдоров А.Е., Полетаев А.И. Корреляция морфологии ядра Земли и планетарных геологических структур // Докл. РАН. 1993. С. 349. № 1. С. 479–481.

16. Фёдоров А.Е. О влиянии линеаментов/разломов на творческую активность людей (на примере Кавказского региона) / Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Десятые Горшковские чтения. Мат-лы конф. М.: МГУ, 28 апреля 2008 г. С. 27–37.

17. Ященко М.И. Структурная позиция вулкана Ололицки Транс-Мексиканского вулканического пояса (по данным линеаментного анализа) // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. XV Горшковские чтения. Материалы конференции, посвященной 104-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909– 1984). МГУ, 26 апреля 2013 г. М.: МГУ, 2013. С. 13–17.

В.И. Попков¹

Коллизионный грязевой вулканизм

В настоящее время в мире насчитывается свыше 700 грязевых вулканов, имеющих обширную географию распространение, однако большинство из них связано с мобильными поясами. Классическим примером развития ископаемого и современного грязевого вулканизма является Керченско-Таманская область, где сосредоточено около 100 действующих грязевулканических очагов. Несмотря на длительную историю изучения данной проблемы, многие вопросы остаются далекими от решения. Это касается как самого генезиса грязевых вулканов, так и особенностей их строения и истории развития.

Сегодня мало у кого вызывает сомнение формирование складчатоорогенных сооружений Кавказа и Крыма, как и разделяющего их Керченско-Таманского прогиба, в обстановке тангенциального сжатия. Одновременно с этим продолжают существовать прочно укоренившиеся взгляды об определяющей роли глиняного диапиризма в формировании складчатых структур, о генетической связи диапиров с процессами иллитизации и пластическим течением под действием сил гравитации майкопских глин. В структурных построениях все еще преобладают составленные ранее разломно-блоковые и диапировые модели, исключающие участие горизонтального сжатия в их образовании.

В то же время материалы глубокого бурения и сейсморазведки позволяют уверенно закартировать здесь сложнопостроенные структуры

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

тангенциального сжатия. Кроме того, особенности строения дислокаций доступны в ряде случаев для изучения в береговых обрывах, где задокументированы разнообразные структурные формы больших и малых размеров, наглядно иллюстрирующие определяющую роль тангенциального стресса в их образовании. Проведенные исследования позволяют в краткой форме изложить следующие полученные результаты.

1. Керченско-Таманская грязевулканическая провинция приурочена к одноименному поперечному периклинальному прогибу, разделяющему складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа. Прогиб имеет явно наложенный характер и сложился как единая структура не ранее олигоцена одновременно с началом становления Крымского и Кавказского коллизионных орогенов. Помимо этого большая группа грязевых вулканов располагается на дне Черного моря в Туапсинском прогибе, на восточном и западном периклинальных погружениях Горного Крыма и Кавказа соответственно. Явления глиняного диапиризма установлены также в верхних секциях осадочного чехла Индоло-Кубанского краевого прогиба.

2. Грязевые вулканы пространственно связаны с локальными поднятиями, группирующимися в протяженные узкие субпараллельные антиклинальные цепи, разделенные более широкими плоскими синклиналями. Складки осложнены глиняными диапирами, ядра которых слагаются отложениями майкопской серии и несут грязевые вулканы.

3. Анализ геолого-геофизических материалов свидетельствует о приуроченности антиклинальных складок к фронтальным частям надвигов, образовавшихся в обстановке тангенциального сжатия и генетически с ними взаимосвязанные. Надвиги имеют листрическое строение: поверхности их сместителей, крутые в приповерхностной части, выполаживаются с глубиной, переходя в субгоризонтальные срывы. Соответственно структурный план по домайкопским отложениям упрощается, амплитуда принадвиговых поднятий уменьшается, своды их смещаются в плане в сторону «корней» надвигов.

4. Глины майкопской серии, независимо от их мощности, под влиянием одной лишь геостатической нагрузки не испытывают пластического течения и, соответственно, не могут сформировать глиняные диапиры и грязевые вулканы. Первопричиной и толчком к началу пластического течения глин служит тангенциальный стресс, приводящий к образованию складчато-надвиговых дислокаций, нагнетанию и скучиванию глинистах толщ во фронтальных частях надвигов (глиняный диапиризм), к их разжижению в результате отжима флюидов, созданию АВПД и образованию грязевых вулканов. 5. Несомненна важная роль и участие в грязевулканической деятельности глубинных флюидов. Подтверждается это присутствием в составе продуктов извержения газов глубинного происхождения, повышенной концентрацией содержания ряда металлов и др. Глубинность «корней» грязевых вулканов подтверждается наличием в твердых выбросах многих вулканов магматических пород различного состава, отсутствующих в осадочном чехле, а также карбонатных пород с меловой фауной, в том числе нижнемеловых аммонитов.

6. Следы тангенциального сжатия со срывом пластичных осадочных пород отмечены по разрезам ряда скважин, установившим зоны эпигенетического тектонического скучивания и нагнетания горных пород с крипповыми текстурами и меланжем (комковатая глинистая брекчия, зеркала скольжения в глинах, сухие гравийные меланжевые образования, щебнисто-глинистая диапировая грязекаменная жижа).

7. Разбуривание подобных зон часто сопровождается сложными авариями: открытыми выбросами газа, смятием колон, прихватам бурового инструмента, спонтанному забуриванию второго ствола и т.д.

8. Активизация грязевулканической деятельности связана с импульсивной разрядкой критических тектонических напряжений во фронтальных частях надвиговых структур, обусловленных продолжающимся на современном этапе продвижением на север с элементами субдуцирования Закавказско-Восточно-Черноморской плиты, оказавшейся вместе с Крымско-Кавказской орогенной областью в зоне геодинамического воздействия Аравийского индентора.

9. Высокая современная тектоническая активность складчатонадвиговых дислокаций подтверждается не только отражением их в молодых отложениях, но и наличием в осадочном чехле тектонической брекчированности, присутствием вязко-упругих плывунов, АВПД и температурных аномалий, приуроченностью к их фронтальным частям действующих грязевых вулканов, иногда с выбросами нефти (например, Насырский вулкан). На одноименном валу бурением вскрыты киммерийские рудные отложения, чередующиеся с сопочной брекчией. На Семеновской площади в четвертичных и неогеновых отложениях выявлены зоны эпигенетического тектонического скучивания и нагнетания горных пород с крипповыми структурами и меланжем. Скважинами встречены также напряженные зоны – грязекаменной жижи майкопа, АВПД в образованиях палеоцена – верхнего мела (площади Вулкановская, Горностаевская, Фонталовская, Мысовая и др.). Район характеризуется сгущением очагов землетрясений высоких энергетических классов.

Изложенное выше свидетельствует о генетической взаимосвязи грязевого вулканизма, глиняного диапиризма и складчато-надвиговых дислокаций, формирующихся в едином геодеформационном поле с момента установления коллизионного режима. Развитие глиняного диапиризма и грязевого вулканизма было предопределено наличием в разрезе пластичных майкопских глин большой мощности, подвергшихся на коллизионном этапе развития региона воздействию мощного тангенциального стресса. Эти процессы сопровождаются также активным массопереносом глубинных флюидов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края (гранты 13-05-96507 р юг а, 14-05-00131).

И.В. Попков¹

Современные суперинтенсивные тектонические движения на Таманском полуострове

Территория Керченско-Таманской грязевулканической области отличается высокой неотектонической активностью, обусловленной коллизионными процессами в Кавказской складчато-орогенной области. Проявляется это в повышенной сейсмичности региона, периодическом извержения грязевых вулканов как на суше, так и на акватории Азова. В последнем случае образуются острова диаметром в сотни метров и высотой в первые метры, сложенные продуктами выбросов [1]. Время их существования не продолжительное: активная волновая эрозия уничтожает их в течение первых месяцев.

Грязевые вулканы приурочены к криптодиапировым складкам в кайнозойских отложениях, группирующихся в протяженные узкие субпараллельные антиклинальные цепи, разделенные более широкими плоскими синклиналями. Антиклинали расположены во фронтальных частях надвигов, образовавшихся в обстановке тангенциального сжатия и генетически с ними взаимосвязаны [2]. На суше они имеют обычно прямое отражение в рельефе дневной поверхности в виде топографических поднятий [3].

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия



Рис. 1. Вид поднятия со стороны м. Каменный на восток

Летом 2011 г. в районе м. Каменный произошло событие уникальное по своей природе и интенсивности. Здесь в течение одного – двух месяцев образовалась новая суша протяженностью около 435 м и шириной до 50 м (рис. 1, 2). Высота берегового уступа составила около 3 м [4].

Некоторыми специалистами высказывалось мнение, что новообразованная суша появилась благодаря извержению грязевого вулкана. Мнение это ошибочно. Проведенные наблюдения однозначно указывают на то, что воздымание морского дна Азовского моря обусловлено ростом антиклинальной складки и имеет тектоническую природу. Подтверждается это следующими фактами. Поднятие сложено коренными породами, а не продуктами извержения грязевого вулкана. Породы подверглись значительным деформациям и залегают под углом до 80°, что четко фиксируется по мергелистым прослоям как непосредственно на поверхности поднятия, где они образуют гривки, так и в абразионном уступе. В плане они маркируют крыло складки, сводовая часть которой уходит под старый береговой уступ (см. рис. 1). Складка рассечена диагональными разрывами сдвиговой природы с амплитудой горизонтального смещения 0,8–1,0 м.

Образование складки и ее активный рост, как и других антиклиналей Таманского полуострова, связано с импульсивным проявлением сил бокового сжатия, приведших к формированию современного структурного облика региона. Разрядка возникающих тектонических напряжений обычно сопровождается сейсмическими толчками и извержениями грязевых вулканов [2, 5]. Не исключено, что сейсмические события имели место и здесь при образовании рассматриваемой морфоструктуры. Указанием на это может служить катастрофически быстрое воздымание морского дна: с учетом высоты абразионного уступа, глубины морского дна и мощности смытого слоя донных неконсолидированных осадков амплитуда поднятия составляет не менее 5 м.

Рост антиклинали, уходящей под береговой обрыв, вызвал образование оползневого цирка размером около 800 м с поражением гравитационными дислокациями всего склона. Размеры отдельных оползневых тел достигают многих десятков метров. Оползневые тела разорваны многочисленными зияющими трещинами шириной до 50–60 см. Проходящая по склону грунтовая дорога местами сброшена по разрывам на несколько метров, испытывает значительные боковые перекосы и стала не проезжей на отдельных участках. Возможно, что столь значительное поражение склона имеет сейсмогравитационную природу.

Выполненные на подводном продолжении поднятия геофизические исследования убедительно подтверждают складчатую природу дислокаций [4]. На сейсмических разрезах также отчетливо фиксируются аномалии, связанные с миграцией глубинных флюидов. Очаг флюидизации субизометричный формы с радиально расходящимися тектоническими нарушениями расположен на северо-восточном крыле антиклинали и находится на линии между двумя выявленными грязевыми вулканами м. Каменный (морского и сухопутного).

Флюидизация разреза подтверждается высокими значениями эманации из недр радона, замеренными на поднятии (до 60 000 Бк/м³в подпочвенном воздухе при санитарно допустимой концентрации в воздухе помещения до 200 Бк/м³). 05 августа 2011 г. был произведен отбор проб морской воды вдоль линии поднятия. Отмечается превышение концентрации ртути в 1,5 раза относительно ПДК [4].

Новообразованная суша продолжает существовать и в настоящее время. Она подвергается активной волновой эрозии, в результате чего ее ширина к настоящему времени сокращена более чем наполовину. На поверхности поднятия появилась растительность, породы подвергаются



Рис. 2. Новообразованная суша. Вид в сторону м. Каменный

выветриванию, в результате чего детали геологической структуры складки читаются с большим трудом. Также «дряхлеют» и оползневые дислокации на склоне: поверхности отрывов и зияющие трещины уже не выглядят свежими, покрываются осыпями и растительностью. Это говорит о том, что рост поднятия в настоящее время приостановился.

Приведенные выше сведения проливают свет на механизм дислокационного процесса в земной коре, свидетельствуя о его импульсивном характере[6], заключающемся в чередовании продолжительных тектонически спокойных пауз и кратковременных импульсов активизации движений, обусловленных разрядкой накопившихся напряжений. Они также показывают, насколько аномально высокими могут быть скорости тектонических движений в областях развития грязевого вулканизма.

Данный объект может представлять интерес в плане поисков скоплений нефти и газа. Значительная амплитуда поднятия и сопровождающие его склоновые разрушения указывают также на необходимость углубленных инженерно-геологических исследований в этом регионе в связи с активной его застройкой и организацией здесь зон отдыха.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края (гранты 13-05-96507 р_юг_а, 14-05-00131, 14-05-31167_мол).

Литература

1. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Цемко В.П. Катастрофы в Черном море. Киев: Манускрипт, 1994. 210 с.

2. Попков В.И. Тектоническая позиция Керченско-Таманских грязевых вулканов // Материалы Всерос. конф. «Дегазация Земли; геодинамика, флюиды, нефть, газ и их парагенезы». М.: ГЕОС, 2008. С. 400–401.

3. Трихунков Я.И., Попков В.И. Морфотектоника Северо-Западного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2007. №4 (27). С. 37–43.

4. Попков В.И., Глазырин Е.А., Фоменко В.А., Попков И.В. Катастрофическое тектоническое событие в Керченско-Таманской грязевулканической области // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 45–51.

5. Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Грязевой вулканизм, сейсмичность и нефтегазоносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 6. С. 27–32.

6. Попков В.И. Об импульсивности платформенного структурообразования // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2004. № 3(9). С. 167–173.

Е.С. Пржиялговский, М.Г. Леонов, Е.В. Лаврушина, А.В. Полещук¹

Кайнозойская деформация гранитов Иссыккульской котловины (Тянь-Шань)

Актуальной задачей геологии является изучение «постумной» тектоники консолидированного слоя земной коры и выявление структур, определяющих стиль и механизмы деформации кристаллических толщ на плитной стадии их существования [1]. Благоприятными объектами для изучения этого вопроса являются интраконтинентальные орогены,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

такими как горное сооружение Тянь-Шаня с расчлененным рельефом и развитыми здесь межгорными впадинами. Заложение впадин на стадии кайнозойской активизации, складчатые деформации осадочных отложений, изгибы поверхности кристаллического фундамента, флексурные и разломные структуры в бортах впадин – все это свидетельствует об активной тектонической жизни домезозойского фундамента, сложенного преимущественно гранитами.

На ключевых объектах, расположенных в пределах предгорных равнин Иссык-кульской впадины и прилегающих отрогов хр. Терскей-Алатоо и Кунгей-Алатоо, были изучены инфраструктура фундамента, деформация его кровли и поверхностей выравнивания, строение плитно-орогенного чехла и было установлено следующее:

• Граница «фундамент-чехол» (доюрская или доверхнемеловая поверхности выравнивания) в большинстве случаев образует крутые флексуры, сопровождаемые тектоническими срывами незначительной амплитуды, но часто сохраняется нормальное стратиграфическое налегание осадочных толщ на породы фундамента. Как для южного, так и для северного бортов впадины характерны крутопадающие разломнофлексурные структуры с преобладающей северной вергентностью (см. рисунок). Эти структуры отражают поздние фазы тектонической перестройки, связанной с обстановкой транспрессии [3].

• Установлен неоднородный характер инфраструктуры гранитов фундамента, выраженный в наличии разномасштабных сфероидальных и линзообразных фрагментов, веерообразных трещин, крутых слайсструктур. Выдержанные в пространстве системы трещин отсутствуют, каждый блок пронизан относительно независимой системой трещин, что указывает на существование «частных» полей напряжений и дифференцированное движение отдельных фрагментов, ранее отмеченное в [4]. Линзовидно-блоковая делимость сопровождается неравномерной объемной низкотемпературной дезинтеграцией пород (катаклазом, брекчированием, рассланцеванием и пр.).

• Внутренняя структура кристаллических массивов различна. Гранитам южного склона впадины (массив Каджи-Сай) свойственно наличие нескольких систем крупных трещин или разломов с незначительными смещениями: дизъюнктивы, субпараллельные поверхности массива и наклоненные к центру впадины (аз. пад. С–С3, угол пад. 45–60°); дизъюнктивы с падением в южных румбах (угол пад. до 40–60°); субвертикальные трещины и разломы, поперечные к границе «фундамент– чехол» с субмеридиональным простиранием. В северном борту впадины для гранитов (массив Пришиб) характерно субвертикальное расположе-



Рисунок. Геологические профили, отражающие деформации кайнозойских поверхностей выравнивания: предпалеоценовой (а), позднемиоценовой (б) и позднеплиоценовой (в). Гранитные массивы: Кызыл-Булак (А), Кызыл-Чоку (Б) и Пришиб (В, Г)

ние разломно-трещинной сети с широким развитием веерных и слайсструктур, ориентация которых различна. По границам линз и блоков развиваются маломощные зоны брекчирования, катаклаза и милонитизации. Дизъюнктивы как правило не проникают в отложения чехла, а их разноориентированные системы, пересекаясь, формируют сложную линзовидно-блоковую структуру гранитов, которая обеспечивает дифференциальную 3D подвижность горных масс.

• 3D подвижность фундамента отражена также в деформации дочехольных некогда единых, но ныне изогнутых и расположенных на разном гипсометрическом уровне поверхностей выравнивания, что при отсутствии разрывных нарушений в местах перегиба указывает на 3D квазипластическую деформацию гранитов в процессе орогенеза.

• Осадочные толщи в бортовых зонах впадины смяты в пологие сопряженные синклинали и антиклинали, которые обычно не нарушают общее моноклинальное падение пород к центру впадины. Складчатая структура осложнена субширотными флексурами и разрывами со взбросо-сдвиговой кинематикой и вертикальным смещением слоев до нескольких десятков метров. К флексурно-разломным зонам приурочены гребневидные антиклинали, ядра которых иногда сложены юрскими отложениями или гранитами фундамента, что указывает на конформность складок чехла и изгибов поверхности фундамента, то есть на пластический характер деформаций в породах фундамента.

• Форма массивов гранитов, слагающих ядра антиклиналей, наглядно отражают характер деформаций в фундаменте при тектонической активизации (см. рисунок). Поверхность гранитных массивов изогнута в асимметричные в поперечном разрезе складки с падением осевой плоскости в южных (массивы Кызыл-Чоку, Пришиб) или северных (массив Кызыл-Булак) румбах. Более крутые крылья обычно осложнены крутыми разрывами и зонами тектонизации в гранитах. В плане массивы имеют форму овалов субширотного простирания с соотношением осей от 1:3 до 1:1,5, образуя куполовидные выступы. Шарниры куполов-складок резко погружаются на периклиналях, что подчеркивает трехмерную деформацию поверхности гранитного фундамента. Массивы расчленены системой трещин на многочисленные блоки (параллепипеды или ромбоэдры), но внутреннее единство массивов не нарушено, что подчеркивается наличием плаща коры выветривания и нормальным налеганием на нее отложений палеогена.

• В пределах некоторых куполовидных поднятий тектоническая и гипергенная переработка гранитов очень интенсивны. В центральной части одной из зон интенсивных деформаций (см. рис. А) описаны [2] выходы выветрелых и дезинтегрированных гранитов, образующих полосу СЗ простирания, фрагментированную за счет ундуляции шарнира антиклинали на 2 тела. Граниты пронизаны многочисленными светлыми известковисто-глинистыми жилами (до 10–40 см), образующими ячеистую структуру и разделяющими массив на изолированные блоки.

Блоки (ромбоэдры, линзы, изометричные тела неправильной формы) имеют размер от 30 см до 1,5 м. Центральные части гранитных тел сложены трещиноватыми, интенсивно катаклазированными и рыхлыми красно-бурыми крупнокристаллическими гранитами. Непосредственно в области контакта осадочных пород с гранитоидами слоистость в осадочных толщах исчезает, и по отложениям киргизской свиты (E_3 – N_1) формируется зона бесструктурных песчано-глинистых пород мощностью 0.5–1 м, маркирующих тектонически сорванный контакт гранитов и отложений чехла. Совокупность признаков [2] свидетельствует о тектоническом «выжимании» гранитов и протрузивной их природе.

• Выявлено несколько этапов эксгумации гранитов обрамления Иссыккульской впадины: позднемиоценовый, плиоценовый и постплейстоценовый, во время которых происходили рост гранитных куполов и кристаллических протрузий, деформация чехольных отложений, подъем бортовых зон, опережающий общее новейшее воздымание котловины.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить внутриплитные структурно-тектонические парагенезы в системе «фундамент–чехол», связанные с объемной деформацией фундамента при формировании внутригорных впадин Северного Тянь-Шаня.

Исследования проводились при финансовой поддержке Программ ОНЗ № 6 и 10, Проектов РФФИ №13-05-00298а, № 12-05-3146512мол а

Литература

1. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.

2. Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В. О полигенезе гранитных кластитов. Статья вторая: Вторичная переработка гранитных кластитов // Литология и полезные ископаемые. 2014 (в печати).

3. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1 (в печати).

4. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня. Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т. 1. М.: ИФЗ, 2012. С. 236–240.

Тектонические деформации Новосибирских островов

Остров Бельковский (южная часть). Деформированные девонпермские (?) толщи [1, 3], смятые в широкие открытые складки СЗ простирания [1], перекрываются с угловым несогласием палеогеннеогеновыми отложениями. Редкие мелкие складки также СЗ простирания открытые, иногда асимметричные, цилиндрические, шириной и амплитудой до первых метров. Преобладающее падение дискретно проявленного кливажа СЗ простирания на юго-востоке острова ЮЗ, а на югозападе – СВ; углы падения – от субвертикального до 30-50°. Общее простирание субгоризонтальной линейности пересечения кливажа и слоистости СЗ. В отдельных случаях происходит незначительный разворот кливажа и линейности пересечения, вероятно, за счет более поздних сдвиговых перемещений. Иногда углы падения линейности увеличиваются и достигают 50-60°. Это может происходить в случае пересечения кливажем крыла относительно крупной подводно-оползневой складки. Однако нельзя исключить, что подобные явления связаны с наложением кливажа на ранее деформированную слоистость. Две малоамплитудные флексуры отмечены в палеоген-неогеновых отложениях. Взбросы и надвиги преимущественно В-ЮВ вергентности имеют углы падения от 30-40° до 70-85°. Наблюдаются послойные надвиговые срывы. Присутствуют как правосторонние, так и левосторонние сдвиги, чаще комбинированной кинематики – взбросо- и сбросо-сдвиги. Их ориентировка в различных структурных доменах несколько отличается, но, в целом, правосторонние сдвиги имеют субмеридиональное и субширотное простирание, а левосторонние – в основном субширотное. Мелкомасштабные хрупко-пластичные шеар-зоны демонстрируют как правостороннюю, так и левостороннюю кинематику и деформируют как осадочные палеозойские породы, так и магматические тела основного состава. Сбросы имеют выдержанное простирание от СЗ до 3-СЗ с падением как на С-СВ и СВ, так и на Ю-ЮЗ и ЮЗ. Вертикальная амплитуда

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

³ ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт–Петербург, Россия

смещения достигает 0,5 м. По данным замеров ориентировки сместителей и штрихов зеркал скольжения на их поверхностях было рассчитано, что ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в направлении СВ– ЮЗ ортогонально простиранию основной складчатости региона. Отложения палеогена–неогена также нарушены малоамплитудными сбросами (до 20–30 см) преимущественно СЗ простирания и СВ падения.

Остров Котельный (северо-западное побережье, район м. Домашний). Деформированы каменноугольно-пермские карбонатные и терригенные отложения, и карбонатные толщи девона [1]. Каменноугольно-пермские толщи в целом залегают моноклинально с падением слоев на С-СВ. На фоне моноклинали развиты редкие открытые складки, в которые смяты каменноугольные карбонаты. Кливаж отсутствует. В карбонатах карбона отмечены сопряженные взбросо-сдвиги 3-СЗ и СВ простираний, сопряженные хрупко-пластичные шеар-зоны. Анализ пространственного положения их сместителей и штрихов на зеркалах скольжения позволил рассчитать, что ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в 3-СЗ направлении.

Тонкоплитчатые бутуминозные известняки среднего девона (?), вскрывающиеся в ~1,2 км юго-западнее, смяты в серию мелкомасштабных, зачастую опрокинутых на ЮЗ, концентрических, цилиндрических складок. Шарниры полого погружаются преимущественно на ЮВ. Здесь кливаж также не наблюдается. Развиты межслоевые срывы и пологие надвиги ЮЗ вергентности. Различие в простирании тектонических структур, деформирующих каменноугольно-пермские и девонские толщи, может быть связано с тем, что наложенные деформации интенсивнее проявлены в поле развития первых.

Остров Котельный (юго-западное побережье, район м. Анжу). Деформированы терригенно-карбонатные отложения верхнего девона [1]. Наблюдаются, по крайней мере, два этапа деформаций. В целом, породы залегают субмоноклинально с падением в западных румбах и пронизаны кливажем. Складки второй генерации шириной и амплитудой до нескольких метров деформируют как слоистость, так и кливаж первой генерации. Линейность пересечения слоистости и кливажа первой генерации также деформирована и погружается на 3, ЮЗ и В под углами до 30°. Складки второй генерации сопровождаются дискретным веерообразным кливажем. Отмечены взбросо-сдвиги и хрупко-пластичные шеар-зоны СЗ простирания, ассоциирующие с деформациями второго этапа.

Остров Бол. Ляховский (северное побережье п-ова Кигилях). Здесь верхнеюрские [2] песчаники и алевролиты смяты в опрокинутые на С складки шириной и амплитудой от первых дециметров до первых десятков метров. Складки концентрические, цилиндрические. Их шарниры полого погружаются на 3 и В под первыми градусами. Кливаж отсутствует. Со складками ассоциируют малоамплитудные разломы, представленные взбросами. Редкие взбросо-сдвиги СЗ простирания являются по отношению к основной складчатой структуре поздними, наложенными. Основное направление тектонического транспорта – с юга на север (здесь и далее в современных координатах). Породы прорваны гранитами мелового возраста [2].

Остров Жаннетты (южная часть). В целом, в пределах изученной части острова вулканогенно-осадочные толщи залегают субмоноклинально, с общим падение пород на 3-ЮЗ. На фоне моноклинали развиты разномасштабные, иногда подобные, складки шириной и амплитудой от первых метров до первых десятков метров, зачастую сопровождающиеся кливажем осевой плоскости. Кливаж преимущественно западной вергентности. Складки ассоциируют с надвигами западной вергентности, подчеркивая общее направление тектонического транспорта с востока на запад. Шарниры складок и линейность пересечения кливажа и слоистости погружаются в северном направлении под углами 5-25°. Наблюдаются мелкомасштабные сбросы, сместители которых наклонены на восток. По-видимому, часть сбросов образовались, судя по утонению слоев к плоскости сместителя, в процессе литификации пород. Простирание даек долеритов преимущественно 3-С3, реже северовосточное. Дайки долеритов прорывают складчатые толщи, но в отдельных случаях, они деформированы малоамплитудными разломами и хрупко-пластичными шеар-зонами, как и вмещающие породы.

Остров Генриетты (западная и южная части). В пределах изученной части острова общее простирание складчатости C3; она имеет 3-Ю3 вергентность. Это, в целом, согласуется с визуальными наблюдениями при облете неисследованных частей острова. Наиболее интенсивные деформации проявлены на юго-западной оконечности острова. Здесь проявлены многочисленные разноамплитудные надвиги, сопровождаемые разномасштабными складками. Изученные надвиги имеют в основном западную вергентность. Некоторое азимутальное несовпадение простирания надвигов и складчатости связано с тем, что разломы иногда имеют комбинированную сдвиго-взбросовую кинематику. Как правило, шарниры складок пологие (до $15-25^{\circ}$), но иногда наблюдаются складки с относительно крутыми шарнирами (до $60-70^{\circ}$). В зонах надвигов присутствуют лежачие и опрокинутые складки шириной и амплитудой до первых десятков метров. Встреченные немногочисленные зеркала скольжения на сместителях разломов также часто указывают на присутствие сдвиговой компоненты при формировании складчатонадвиговой структуры. Кливаж не наблюдался.

На юге острова породы деформированы слабо. Они залегают моноклинально с пологим падением пластов. Редко встречаются открытые малоамплитудные складки. Визуальные наблюдения при вертолетном облете свидетельствуют, что на востоке и на севере острова вулканогенно-осадочные породы слабо деформированы и слагают протяженные моноклинали. Таким образом, на юго-западной части острова вскрывается интенсивно деформированная часть какого-то складчатого пояса, тогда как породы центральной и восточной частей острова деформированы относительно слабо. Складчатые структуры прорваны дайками долеритов. Их простирание преимущественно СЗ, в целом, такое же, как и на о. Жаннетты.

Складчатость и надвиги на о-вах Жаннетты и Генриетты, в целом, имеют близкую 3–3ЮЗ вергентность, что может свидетельствовать о принадлежности вскрытых структур к одному террейну. На это косвенно может указывать и схожая ориентация секущих даек долеритов обоих островов. Степень деформированности пород на о-ве Жаннетты выше, чем на о-ве Генриетты. Характер и ориентировка деформационных структур обоих островов позволяет предполагать, что они являются частью единого орогенного пояса, центральная часть которого скрыта к западу в акватории Восточно-Сибирского моря. Генеральное направление тектонического транспорта с востока на запад.

Остров Беннета (южное побережье). Кембрийские и ордовикские породы [1] изученной части острова деформированы слабо. Широко проявлены протяженные моноклинали. В целом, отложения падают под небольшими углами на В-СВ и З-ЮЗ. В изученной части острова кембро-ордовикские толщи смяты открытую антиклинальную складку с размахом крыльев до нескольких км. Шарнир субгоризонтальный; простирание складчатости субмеридиональное. Редкие мелкие малоамплитудные разломы субмеридионального простирания представлены в основном взбросами. Кливаж отсутствует. Зеркала скольжения проявлены слабо и не дают информации о кинематике разломов. Отмечаются маломощные кальцитовые жилы меридиональной ориентировки и преимущественно восточного падения. Складчатые толщи перекрыты с резким угловым несогласием меловыми базальтами [1].

В докладе будет проведено сравнение изученных структур с характером и стилем деформаций северного фланга Верхоянского складчатонадвигового пояса.

Исследование выполнено по плану НИР ФГУП «ВСЕГЕИ», ИГАБМ СО РАН, СПбГУ, при частичной финансовой поддержке грантов
РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943, 12-05-33018, 12-05-98506), Президента РФ МК-2902.2013.5, Программы ОНЗ-10.2, 10.3. Экспедиционные работы были организованы ФГУП «ВСЕГЕИ». Авторы выражают глубокую благодарность коллективу НЭС «Михаил Сомов» за помощь в проведении полевых исследований в труднодоступных регионах Арктики.

Литература

1. Косько М.К., Бондаренко М.С., Непомилуев В.Ф. Объяснительная записка к геологиче-ской карте масштаба 1:200 000, листы Т-54-ХХХІ, ХХХІІ, ХХХІІ; S-53-IV, V, VI; S-53-IX, XII; S-54-I-II-III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. М.: Объединение «Севморгеология», 1985. 160 с.

2. Самусин А.И. Геологическая карта масштаба 1:200 000, листы S-54-XX, XXI, XXII. Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1985. 1 л.

3. Ershova V., Prokopiev A., Khudoley A., Sobolev N., Petrov E. Paleozoic sediments of North-Eastern Siberia and Belkovsky Island (North Siberian Islands): depositional settings and provenance // 3P Arctic, Stavanger, Norway, October 14–18, 2013. P. 50.

И.А. Прудников¹

Строение, состав и условия формирование отложений азямской свиты (Южный Урал)

Стратиграфия и тектоническая приуроченность. Азямская свита расположена в южной части Уфимского амфитеатра в пределах Юрюзано-Айской впадины Предуральского краевого прогиба. Отложения перекрывающие азямскую свиту достоверно не известны. По поводу подстилающих пород существуют две точки зрения: первая – азямская свита согласно налегает на флишевые образования ураимской–верейской свит (М.А. Камалетдинов [5], И.М. Засядчук [6] и др.); согласно второй, образования азямской свиты представляют собой аллохтон, надвинутый на флишоидные толщи среднего карбона (Б.И. Чувашов [1], Ш.А. Мустафин [3], С.Н. Краузе [4] и др.). Возраст свиты так же спорен. Разными авторами принимается как раннедевонский, так и средне-позднекаменноугольный и раннепермский. Наиболее убедительно выглядят доказательства

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва

средне-позднекаменноугольного возраста азямской свиты, основанные А.А. Мансуровым [6] на обнаруженных в толще в известняковых валунах органических остатков визейского и башкирского возраста.

Фациальный и литологический состав кластитов достаточно однообразный, в основном это обломки зёрен кварца, разнообразных силицитолитов (кремней, опала, халцедона, кварцитов и яшмоидов) с редкими обломками и валунами средних и основных вулканитов и различных известняков. Тем не менее, детальное изучение пород позволяет выделить следующие литофации: 1) переслаивающихся гравелитов, песчаников и алевролитов с рассеянными валунами кварцитовидных песчаников, распространённых у подножья г. Азям и в окрестностях д. Деево; 2) силицитовых песчаников параллельно слоистых, распространённых в районе гг. Аккашки, Азям, севернее ур. Матвеевка, пос. Злоказово и др. 3) мусорных дресвяников, слагающих г. Кулакова, хр. Зотова, хребет к западу от пос. Ургала и подножье гг. Аккашка и Соколиная; 4) песчано-конгломератовых образований, циклически построенных, с валунами кварцитовидных песчаников и крайне редкими обломками известняков, которые распространены на вершинах главных хребтов Азям, Сарьсяк, гг. Аккашка, Кашкатау, Соколиная; 5) литофация конгломератов, состоящая преимущественно из валунов кварцитовидных песчаников с небольшим объемом матрикса, распространённая на вершине г. Аккашка с абс. выс. более 750 м. В расположении литофаций отмечается высотная зональность в перечисленном выше порядке. Снизу вверх нарастает количество, размер и окатанность обломков.

Рассмотрим подробнее литотипы отмеченных литофаций, выделенные по результатам полевых наблюдений и изучения шлифов.

Силицитолитовые дресвяники (литофация 3). Текстура директивная слабовыраженная, возможно неясно слоистая. Структура грубообломочная. В составе представлены литокласты халцедонолитов, размером до 2 мм, составляющие 35% от породы; редко наблюдается глинистое вещество бурого цвета деформированное обломками пород; опалолиты размером до 3 мм, составляют 25% от породы; микрокристаллические кварц-слюдяные сланцы, размером до 4 мм, составляют около 15%; единичные обломки кварцитов. Отмечаются акцессории: эпидот и роговая обманка. Кварц-железисто-гидрослюдистый матрикс породы представлен смесью зёрен кварца редких мельчайших обломков халцедона и сланцев. Кварц в матриксе составляет 70%. Матрикс составляет 10%. Цемент поровый железистый и железисто-гидрослюдистый, составляет около 5–6% от породы. Дресвянистые кварц-силицитолитовые песчаники (литофации 2, 4, 5). Структура породы разнозернистая. Текстура хаотичная. В породах представлены: халцедонолиты, размером 3,7 мм, составляют около 25% от породы; литокласты, состоящие из обломков халцедонолитов и кристаллов кварца, составляют менее 5%; опалолиты размером до 3 мм, составляют около 25–30%; литокласты песчаников, размером до 0,6 мм, составляют около 15%; кристаллокласты представлены кварцем размером до 0.6 мм, составляют около 15%; кристаллокласты представлены кварцем размером до 0.6 мм, составляют около 15–20%. Цемент породы плёночного типа, редко порового, по составу железисто-гидрослюдистый.

Пудинговые песчаники (литофация 2) обладают пятнистой текстурой и гетерозернистой структурой. В породе выделяется матрикс, составляющий около 60–65% от породы и крупные литокласты. В матриксе представлены: кварц (около 70%), размером от 0,05 мм до 0,5 мм; халцедонолиты размером 0,2 мм. Среди крупных литокластов обнаруживаются халцедонолиты размером до 1,8 см, составляют до 25–30% от породы; опалолиты составляют 5–8%. Общий цемент породы железисто-гидрослюдистый.

Полимиктовые песчаники с карбонатным цементом (литофация 1) представлены породами с грубообломочной структурой и тонкослоистой текстурой. Обломки представлены литокластами халцедонолитов размером до 1 мм; кварцитовидных гетерозернистых песчаников, размером до 0,8 мм, плохо окатанных; кварцитовидными алевролитами, сланцами размером до 0,7 мм; обломками глин, предположительно монтмориллонита и каолинита, размером до 0,7 мм; оолитами, размером до 0,2 мм; микритовыми и пеллетовыми сгустками размером до 1,3 мм; вулканокластами среднего и основного состава, размером до 1 мм, средней окатанности; биокластами фораминифер, брахиопод, мшанок; кристаллокластами кварца размером до 0,55 мм, плагиоклаза и кальцита. Цемент породы базального типа, карбонатный.

Тонкопесчанистый глинистый алевролит (литофация 1) обладает тонкополосчатой текстурой и песчано-алевритовой структурой. Содержание глинистого вещества в слойках от 15% до 65–70%. Цемент поровый глинистый (железисто-гидрослюдистый). В его составе зёрна кварца размером 0,06–0,08 мм, редко до 0,1 мм, в основном удлинённой и изометричной формы, погасание нормальное. Кварц составляет около 30–80%. Отмечаются единичные зёрна эпидота размером 0,01 мм и литокласты яшмоидов красновато-бурого цвета и редкие глинистые опалолиты (не более 3%). Отмечаются единичные листочки биотита и рудные минералы.

Палеогеография и седиментационная модель. Для определения позиции азямской свиты в стратиграфических и палеогеографических

схемах необходимо выработать седиментационную модель её накопления в определённой палеогеографической обстановке, наиболее полно отражающую все специфические особенности её состава и структуры. Г.А. Мизенсом [1, 2] была с осторожностью предпринята попытка рассмотреть данные отложения в рамках модели глубоководного конуса выноса. Столь грубые отложения конгломератов и песчаников им помещались в проксимальную часть конуса выноса, в виде фаций глубоководного каньона и его приустьевой части, расположенных у подножья склона Предуральского краевого прогиба, перед фронтом наступающего орогена. Однако, как замечает и сам автор, в подобной интерпретации рассматриваемых отложений есть и существенные слабости. Например, труднообъяснить с такой точки зрения мощные практически не стратифицированные толщи дресвяников, отсутствие каналов потоков в пачках конгломератов и площадное параллельно-слоистое распространение конгломератов верхних части азямской свиты (литофация 4), отмечающихся на одних и тех же гипсометрических уровнях. Исходя из перечисленных и других трудностей нами была предложена модель формирования толщ азямской свиты в условиях речной дельты на предгорном шельфе Уральского орогена. Мы исходим из следующих положений: 1) в толщах отсутствует карбонатный материал в виде цемента, крайне неравномерно распространённый только в нижних частях свиты (литофация 1 и редко 2), в отличие от остальных пород, выполняющих прогиб, для которых характерна повсеместная карбонатность, свидетельствующая о накоплении осадков в морских условиях; 2) модель объясняет красноцветность пород, которая скорее всего является первичной; 3) мощные толщи дресвянистого материала могли образоваться за счёт сноса коллювиального и делювиального материала с подножья растущих гор; 4) на западе в области распространения абрезяковской свиты (Трусакальская гряда), которая сопоставима фациально с азямской [6 и собств. наблюдения] отмечаются фации мелководного моря и предположительно лопастей дельты.

Источниками сноса, скорее всего, для валунов кварцитовидных песчаников являлись толщи зильмердакской свиты рифейского возраста, представленные кварцитовидными, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с подчиненными прослоями аргиллитов и сланцев, Данный вывод основывается на текстурноструктурных сходствах песчаников обеих свит, а так же степени метаморфизма. Немаловажным доказательством является и совпадение ореолов рассеяния валунов кварцитовидных песчаников азямской свиты с площадью распространения выходов зильмердакской свиты на поверхность. Не исключено, что свой вклад в снос вносили, кроме того, столь похожие, а в некоторых случаях и аналогичные по текстурно-структурным характеристикам песчаники и конгломераты айской свиты раннего рифея и такатинские песчаники раннего девона. Источниками сноса для многочисленных кремнистых обломков, по-видимому, являлись отложения кремнистых толщ ордовика, силура и раннего девона, типа пород маяктауского аллохтона.

Литература

1. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 231 с.

2. *Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 191 с.

3. *Мустафин Ш.А.* Азямская морфоструктура Уфимского амфитеатра // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2010. № 15. С. 140–147.

4. Краузе С.Н. История геологического развития южной части Уфимского амфитеатра в палеозое // Вопр. геол. восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа. 1971. Вып. 14. С. 14–28.

5. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 231 с.

6. Засядчук И.М., Камалетдинов М.А. и др. О возрасте азямской свиты Среднего Урала // Вопр. геол. восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа. 1963. Вып. 8. С. 79–82.

В.Н. Пучков¹

Закономерности формирования ороклинов

Термин ороклин (букв. – изгиб гор) предложен в 1958 г. У. Кэри. В словарике русского перевода книги этого автора [1] определение термина звучит предельно просто: это ороген, деформированный в плане. Имеется в виду, что развитие ороклина происходило в две стадии: на первой – формирование более или менее прямого, линейного орогена, на второй – последующий его изгиб с образованием мегаскладки, имеющей вертикальную ось. В качестве примеров приводились Аляскинский, Рифский, Лигурийский, Белуджистанский, Пенджабский,

¹ Институт Геологии Уфимского Научного Центра (ИГ УНЦ РАН), Россия

Филиппинские и другие изгибы орогенов. Кэри был одним из ярких представителей неомобилизма, и при этом – сторонником теории расширяющейся Земли, в которую он вписывал и представления об ороклинах. Сейчас практически не осталось серьёзных исследователей, верящих в расширение Земли; помимо прочего, оно не подтверждается современными сверхточными космо-геодезическими измерениями (во всяком случае, мне такие публикации неизвестны), не говоря уже о сомнительности физического обоснования теории. Однако представления об ороклинальных деформациях сохранились и успешно развиваются, вполне вписываясь в теорию плейт-тектоники и обогащая её.

Не останавливаясь на перечислении главных положений тектоники литосферных плит [2], подчеркну два из них. 1. Литосферные плиты разделены зонами интенсивных межплитных деформаций, к которым относятся, наряду с дивергентными (СОХ и предваряющими их континентальными рифтами), также и конвергентные (орогены и предшествующие им островные дуги). 2. На сферической поверхности Земли (в «плане») движение плит с большим приближением описывается с помощью теоремы Эйлера, согласно которой любое движение жесткого тела, представленного двумя сопряженными точками на сфере, может быть описано как вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы. Точка пересечения этой оси с поверхностью сферы, получила название полюса вращения, или полюса Эйлера. Теорема широко используется при палеомагнитных исследованиях, описании движений литосферных плит и палеоконтинентальных реконструкциях. Схема современных векторов движений плит ITRF-2008 [3] показывает, в частности, что полюс вращения Североамериканской плиты находится в районе Галапагосских островов, а Евразиатской – в центральной части Индийского океана.

Описание регулярных (time-progressive) вулканических цепей также не обходится без теоремы Эйлера [4]: с помощью анализа этих цепей данными авторами показан путь полюса вращения Тихоокеанской плиты в течение последних 145 млн лет.

Между тем, конвергентные межплитные зоны отличаются от плит несравненно более интенсивными деформациями, включающими плавные изгибы в плане, и по этой причине закон Эйлера в их пределах имеет ограниченное применение, хотя и не отменяется. При неравномерном характере распределения деформаций, орогены и островные дуги могут распадаться на отдельные домены, для каждого из которых можно подобрать свой полюс Эйлера.

Методы изучения межплитных деформаций горизонтального сгибания призваны подтвердить их вторичную природу, следовавшую за формированием первичного, неизогнутого орогена. Они включают в себя: палеомагнитные исследования [5, 6]; структурный анализ ороклинов [7, 8]; космическую геодезию [9–12]; анализ смещений в очагах землетрясений [13]; комбинацию различных методов [11, 14].

Причины изогнутости орогенов могут быть различными, и понять их невозможно без анализа роли и поведения субдукции, приводящей к коллизии и/или орогенезу.

Есть два типа развития субдукции: свободное и ограниченное. Переход от субдукции к коллизии и орогенезу происходит по одному из этих двух сценариев.

При сценарии свободного развития островная дуга не ограничена приближающимся континентом; наоборот, при возникновении задугового бассейна часть континентальной коры может обламываться, как в случае Японской дуги, которая по сути дела становится ленточным орогеном. Ороклинальный изгиб дуги или ленточного орогена, направленный в сторону океана, возникает за счет сочетания отката перегиба слэба (slab rollback) и подъема мантийного диапира в тылу дуги.

В случае сценария ограниченного развития островная дуга сталкивается с континентом (или континентами), образовывая ороген (или орогены). Блестящим примером является поведение Тирренско-Лигурийской островной дуги в полузамкнутом океаническом пространстве между Центральной Европой, Иберией, Африкой и Апулийской глыбой, в результате чего в неогене возникли коллизионные орогены с Сицилийским, Рифским и Лигурийским ороклинами. Формирование Антильского ороклина связано со столкновением Большой Антильской дуги с Лаврентией в позднем мелу – палеогене, Альпийско-Карпатского – с внутренним углом варисской окраины Европы, формирование Казахстанского – со столкновением Казахстанского ленточного континента, движимого субдукцией, с континентами Лавруссии и Сибирии в раннем карбоне. Наиболее сложной является четырёхкратно изогнутая ороклинальная система варисцид Центральной и Восточной Европы, зажатая между Лавразией и Гондваной в ходе коллизии типа континентконтинент (структура «буклирования»); в этом случае невозможно обойтись без правостороннего смещения между доварисской Европой и Гондваной [8, 15, 16]. Перечисленные случаи могут быть названы «тектоникой ограниченного пространства». Такой сценарий обеспечивается разницей в жесткости/пластичности между относительно легко деформируемыми орогенами и ограничивающими их блоками континентальной, а в особенности кратонной литосферы, обладающими повышенной толщиной и, следовательно, жесткостью. Об этом говорит, в частности, [17], сравнимая жесткость кратонов и континентальных окраин, вовлекаемых в орогенические деформации. Что же касается океанической литосферы, она ещё слабее, чем окраины континентов. При переходе от субдукции к коллизии (в особенности коллизии типа континент–континент) всё большую роль на формирование ороклинов начинают влиять очертания континентальных окраин, вызывая переток вещества, в виде образования сдвигов и покровов, от внешних углов к внутренним [18].

Анализ расположения реликтов батиальных комплексов в складчатых форландах помогает проследить очертания древних континентов и подтвердить их влияние на морфологию орогенов в плане.

Наличие ороклинальных структур может создавать ложное впечатление мозаичности складчатой системы, на чем было основано представление о двух типах формирования континентальной коры: автохтонном в мозаичных системах, и аллохтонном в линейных [19]. В случае Казахстанской системы, такая трактовка недавними исследованиями не подтверждается [20]. У геологов, изучающих европейские варисциды, такой идеи и не возникало.

Особым случаем ограниченной субдукции является образование активных континентальных окраин чилийского типа. При этом возникают изогнутые орогены субдукционной природы, которые никогда не были первично «прямыми», а формировались сразу вдоль очертаний континентов, без существенных горизонтальных деформаций сгибания. Их тоже нередко называют ороклинами, но изначальному определению этого типа структур они не вполне соответствуют (см. выше), так как возникают в одну стадию. И здесь воздействие внутренних и внешних углов континентов выражается в формировании сдвиговых систем и смещений, обеспечивающих приток материала во внутренний угол или отток, экструзию – от внешнего угла [21, 22]. Особым случаем является развитие Чукотско-Аляскинского ороклина, образование которого сопряжено со спредингом в Арктическом бассейне.

Литература

1. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.

2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Тектоника с основами геодинамики. М.: Книжный Дом Университет, 2005. 506 с.

3. *Altamimi Z. Collilieux X. Métivier L.* ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame // J. Geod. 2011. V. 85. P. 457–473.

4. *Wessel P., Kroenke L.W.* Pacific absolute plate motion since 145 Ma: an assessment of the fixed hot spot hypothesis // J. Geophys. Res. V. 113. B06101.

5. Левашова Н.М., Баженов М.Л., Ван дер Во Р., Абражевич А.В. Новые палеомагнитные данные по силурийским и девонским вулканитам Чингизской островной дуги Казахстана и их вклад в представления о тектонической эволюции Урало-Монгольского пояса // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2, I. 3. P. 266–288.

6. Burtman V.S. Origin of structural arcs of the Carpathian-Balkan region // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 245–260.

7. Weil A.B., Gutiérrez-Alonso G., Johnston S.T., Pastor-Galán D. Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis // Tectonophysics. 2013. V. 582. P. 25–49.

8. *Martinez Catalan J.R.* Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? // Terra Nova. 2011. V. 23, N 4. P. 241–247.

9. *Lamb S.* Cenozoic tectonic evolution of the New Zealand plate-boundary zone: a paleomagnetic perspective // Tectonophysics. 2011. V. 509. P. 135–164.

10. *Nishimura T*. Back-arc spreading of the northern Izu–Ogasawara (Bonin) Islands arc clarified by GPS data // Tectonophysics. V. 512. 2011. P. 60–67.

11. Nocquet J.-M. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results // Tectonophysics. 2012. V. 579. P. 220–242.

12. *Loveless J.P., Meade B.J.* Partitioning of localized and diffuse deformation in the Tibetan Plateau from joint inversions of geologic and geodetic observations // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 303. P. 11–24.

13. *Ruppert N.A., Kozyreva N.P., Hansen R.A.* Review of crustal seismicity in the Aleutian Arc and implications for arc deformation // Tectonophysics. 2012. V. 522–523. P. 150–157.

14. *Marton T., Fodor L.* Combination of paleomagnetic and stress data – a case study from North Hungary // Tectonophysics. 1995. V. 242. P. 99–114.

15. Horvath F., Bada G., Szafian P. Adam A., Cloeting S. Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data // European Lithosphere Dynamics. Geol Soc. London Memoirs. V. 32. P. 191–206.

16. *Meschede M., Frisch W.* A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate // Tectonophysics. V. 296. 1998. P. 269–291.

17. *Yoshida M.* Dynamic role of the rheological contrast between cratonic and oceanic lithospheres in the longevity of cratonic lithosphere: A three-dimensional numerical study // Tectonophysics. 2012. V. 532–535. P. 156–166.

18. *Буртман В.С.* Геодинамика Памирско-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 2013. №1. С. 36–58.

19. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С. 3–32.

20. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

21. Monod B., Dhont D., Hervouët Y. Orogenic float of the Venezuelan Andes // Tectonophysics. 2010. V. 490. P. 123–135.

22. Романюк Т.В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. Т. 4. С. 63–84.

О появлении двух этапов метаморфизма гранулитовой фации в домезопротерозойской истории полиметаморфических комплексов Урала

Распространенные на Урале полиметаморфические комплексы различаются по вещественному составу, структурам и особенностям метаморфизма пород. Среди них нами [1] выделяются: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мигматитовые, эклогит-гнейсовые, гранулит-метабазитовые, эклогит-сланцевые и кристалло-сланцевые комплексы. Большинство из этих комплексов, особенно расположенные в палеоконтинеральной области Урала, по ряду признаков можно отнести к домезопротерозойским образованиям. При этом следует признать, что достаточно высокая степень обоснованности домезопротерозойского возраста пород пока достигнута только в отношении гнейсо-гранулитовых и некоторых гнейсо-мигматитовых комплексов. В интерпретации возраста пород других полиметаморфических комплексов имеются разногласия. В геохронологическом отношении наиболее изученными являются тараташский гнейсо-гранулитовый и александровский гнейсо-мигматитовый комплексы Южного Урала.

В составе тараташского комплекса распространены гиперстеновые плагио-гнейсы, мигматизированные двупироксеновые кристаллические сланцы и метако-матииты. Подчиненное значение имеют биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и графитом, а также железистые и графитовые кварциты.

На основании U–Pb (SHRIMP-II)-датирования цирконов, выделенных из гнейсов тараташского комплекса, установлен древнейший на Урале палеоархейский возраст – 3504 ± 210 млн лет, совпадающий в пределах наблюдаемых погрешностей с Sm-Nd модельными датировками T_{DM} 3455±39 и 3490±37 млн лет валовых составов тех же самых образцов [2]. Эти цифры могут указывать на минимальный возраст протолитов гнейсов. Позднее аналогичные U–Pb (SHRIMP-II)-результаты были получены по цирконам из железистых кварцитов [3]. Один из наиболее обоснованных возрастных рубежей гранулитового метамор-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³ Институт минералогии и экономической геологии RWTH Университета, Аахен, Германия

физма, полученный также по циркону с помощью SHRIMP-II, соответствует значению 2792±86 млн лет [3]. Ранее он характеризовался интервалом 2.7–2.6 млрд лет.

Последующие эндогенные события, которые наиболее отчетливо выражены в хронометрии тараташского комплекса, проявились в возрастном интервале 2.07–1.78 млрд лет назад. По мнению А.А. Краснобаева и его коллег [3], датировки этого уровня фиксируют диафторез амфиболитовой фации и сопутствующих процессов гранитизации.

Александровский комплекс, расположен непосредственно к востоку от тараташского и отделяется от него узкой полосой мезопротерозойских терригенно-карбонатных отложений. Он сложен в различной степени мигматизированными гранат-слюдяными плагиогнейсами и кристаллическими сланцами с переменным содержанием ставролита, кианита, силлиманита и амфибола, а также амфиболитами.

Современный облик александровского комплекса определяется преимущественным распространением пород амфиболитовой фации. Тем не менее, есть ряд признаков, указывающих на апогранулитовую природу метаморфитов. Во-первых, это отчетливая вещественная и возрастная корреляция комплекса с гранулитсодержащими гнейсо-мигматитовыми комплексами, в частности, с селянкинским комплексом Южного Урала. Во-вторых, состав некоторых породообразующих минералов, указывающий на ультравысокотемпературные условия их кристаллизации. В частности, в кристаллических сланцах встречены гранаты с содержанием пиропового компонента до 30 %, роговые обманки, имеющие состав паргасита и паргасит-гастингсита, биотиты с содержанием TiO_2 до 3.0 вес.%. В-третьих, это постоянное присутствие в породах хорошо сохранившихся или в различной степени регенерированных округлых кристаллов цирконов. Подобные образования характерны для ультравысокотемпературных метаморфических пород [5, 6 и др.].

Максимальный установленный возраст догранулитовых эндогенных событий в александровском комплексе – 2696±13 млн лет. Он получен U–Pb (SHRIMP-II)-методом по циркону из метаизрандитов (меланократовых метагаббро) [7]. Авторы указанной публикации оценивают эту датировку как возраст образования протолита.

Рb—Pb и U—Pb SIMS-датировки единичных зерен кристаллов округлой формы из гранат-силлиманит-биотитовых плагиогнейсов александровского комплекса указывают на их образование в возрастном интервале 2080–1997 млн лет назад [8]. При U–Pb-датировании этих цирконов с помощью SHRIMP-II получены сопоставимые данные: 2134–2021 млн лет. Практически анализы всех кристаллов, за исключением двух, образуют дискордию с верхним пересечением 2082.5±6.8 млн лет. Повидимому, эта цифра наиболее точно отражает время проявления метаморфизма гранулитовой фации.

Близкий отмеченному выше возраст цирконов получен для пород селянкинского гнейсо-мигматитового комплекса, расположенного к востоку от александровского. U–Pb (SHRIMP-II)-возраст ранних генераций метаморфогенных цирконов в амфиболитах этого комплекса равен 2099±30 млн лет [9]. Учитывая особенности морфологии датированных цирконов, катодолюминесцентные изображения которых приведены в упомянутой статье, полученную цифру можно интерпретировать как время проявления гранулитового метаморфизма, а вмещающие округлые кристаллы цирконов амфиболиты рассматривать как апогранулитовые образования. Тем более, что в селянкинском комплексе установлены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации [10]. Отметим, что и в других гнейсо-мигматитовых комплексах Урала известны цирконы подобного морфотипа с изотопным возрастом кристаллизации около 2.1 млрд лет [8].

Наиболее молодые возрасты, с которыми связываются процессы средне-высокотемпературного диафтореза и гранитизации в породах александровского комплекса, имеют значения около 1850 млн лет.

Зеленосланцевый диафторез в породах александровского комплекса, происходивший, как установлено Rb–Sr и ⁴⁰Ar–³⁹Ar-методами по белым слюдам, около 300 млн лет назад, связывается с эксгумацией полимета-морфических образований.

Эволюция высокотемпературных метаморфических процессов в полимета-морфических комплексах палеоконтинентальной области Урала в целом соотносится с эволюцией метаморфизма пород домезопротерозойских комплексов прилегающей с запада Восточно-Европейской платформы. На Фенноскандинавском щите (Фенноскандии) также выделены аккреционно-коллизионные комплексы, сформировавшиеся в период 2.88–2.58 млрд лет назад [11]. По-видимому, и в других литосферных сегментах, входящих в состав Восточно-Европейского кратона, в частности, Волго-Уралии, в это время происходили подобные процессы. Палеопротерозойский гранулитовый метаморфизм по времени коррелируется [12] со слиянием Волго-Уралии с Сарматией (около 2.1 млрд лет), а более поздние процессы метаморфизма амфиболитовой фации и сопряженной с ней гранитизации – с объединением этих двух мегаблоков с Фенноскандией (1.8–1.7 млрд лет).

Возрастная корреляция домезопротерозойских высокотемпературных метаморфических событий в гнейсо-гранулитовых и гнейсо-мигматито-

вых комплексах Урала и породах фундамента Восточно-Европейской платформы является подтверждением тезиса о том, что рассмотренные выше полиметаморфические образования представляют собой тектонически перемешенные фрагменты древнего кристаллического основания, прилегающей с запада платформенной области, вовлеченные в структуру уралид.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №12-И-5-2022.

Литература

1. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Конанова Н.В., Потапов И.Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.

2. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др. Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U–Pb (SHRIMP-II) и Т_{DM} ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.

3. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 803–807.

4. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

5. Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D. et al. Growth, annealing and recrystallization of zir-con and preservation of monazitein high-grade mrtamorphism:conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // Contrib. Miner. Petrol. 1999. V. 134. P. 186–201.

6. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–61.

7. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В. и др. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398.

8. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

9. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И. и др. Цирконология амфиболитов селянкин-ской толщи Ильменских гор (Южный Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 661–665.

10. Ленных В.И., Вализер П.М., Рассказова А.Д. Некоторые вопросы тектоники докембрия Урала в свете данных по метаморфизму // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 71–74.

11. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Феноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. 296 с.

12. Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. The East European Craton // Encyclopedia of Geology. Amsterdam; London: Elsevier Academic, 2005. V. 5. P. 34–49.

О механизмах генерации напряжений в коре внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов

Изучался широкий спектр геолого-геофизических и тектонофизических данных о глубинном строении и современном напряженном состоянии коры поднятий и впадин внутриконтинентальных горноскладчатых орогенов. Анализ этих данных позволил с новых позиций подойти к проблеме выявления механизмов генерации коровых напряжений в коре орогенов, которая по своей постановке является основной *обратной задачей тектонофизики* [1]. Показано, что комплекс геологогеофизических данных позволяет существенно сузить проблему неединственности решения этой задачи. Установлено, что характер эволюции геометрии внешних и внутренних границ литосферы в процессе деформирования зависит от вида внешнего или внутреннего нагружения литосферы.

Данные о скоростях, поглощении и отражении (мутность, прозрачность) сейсмических волн, электросопротивлении, гравитационных аномалиях, тепловом потоке показывают, что по характеру распределения плотности, трещинной пористости, флюидонасыщенности кора впадин и поднятий представляет собой *два взаимно-противоположные структурно-вещественные образования*.

Сейсмические данные для профиля MANAS также показывают, что нижняя кора выглядит сейсмически пестрой и «мутной» под впадинами и более однородной и прозрачной (мало отражающих площадок) на участках поднятий. Предполагается, что большую роль в состоянии этих участков нижней коры играют газо-флюидные потоки, идущие из мантии. Из магнитотеллурических данных для коры ЦТШ [3] следует, что в нижней части коры для областей поднятий наблюдается меньшее электросопротивление. В коре областей крупных внутригорных впадин и предгорных прогибов (Таримская плита, Нарынская впадина) меньшее электросопротивление и, возможно, большая флюидизация пород, наоборот, имеет место в верхней ее части. Сейсмические данные показывают более существенную дифференциацию скоростей волн в коре впадин (Чуйская, Илийская, Иссыккульская) с латеральным чередованием участков высоких и низких скоростей, в целом здесь скорости не-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

сколько повышенные. Под поднятиями Киргизского, Кунгей и Терскей Алатау скорости продольных волн изменяются монотонно и несколько ниже, чем в коре впадин [8]. В коре поднятий выявляется проникновение областей пониженных скоростей в мантию (корни гор), что связывают с проявлением плюмтектоники. Высокопроводящий слой характеризуется глубинной инверсией сейсмических скоростей 5.5–5.9 км/с. Для Чуйской впадины [6] выделены участки инверсии сейсмической скорости. Один из них расположен на глубине 25–35 км (скорости 5.1– 6.1 км/с), а другой на глубине 50–65 км (7.5 км/сек). В последнем случае слой пониженной скорости расположен под слоем максимально высокой скорости сейсмических волн 7.8–8.1 км/с в коре Чуйской впадины.

Горные орогены Тянь-Шаня и Алтае-Саян входят в Центрально-Азиатский планетарный минимум силы тяжести, связанный с крупнейшим Памиро-Тибетским горным поднятием. При этом крупнейшие предгорные прогибы и впадины этого района (Таримская, Джунгарская) маркируются локальными *повышениями значений аномалий силы тяжеести* в сравнении с рядом расположенными горными поднятиями. Это свидетельствует о наличии под впадинами в земной коре и верхней мантии крупных избыточных масс (антикорни). Другие впадины находятся в областях флексурного понижения абсолютных значений аномалий силы тяжести. Данные МОВЗ и ГМТЗ, гравитационные данные показывают, что в коре поднятия плотности вещества несколько ниже, а в коре прогибов несколько выше среднекоровых значений. Для изостатических аномалий порядка 50 мГал при средней мощности коры в 50 км требуемое недоуплотнение коры участков поднятий составит около 0.025 г/см³ (1%).

Тепловой поток Тянь-Шаня изменяется в широком пределе от 16 до 134 мВт/м² (погрешность определения 10–15 мВт/м²) [7]. Среднее значение для Тянь-Шаня составляет 50 ± 12 мВт/м². Сравнение тепловых потоков сопредельных территорий показывает, что кора стабильных в кайнозое Джунгарского и Таримского бассейнов (42 мВт/m^2) немного холоднее, чем кора Восточного Тянь-Шаня (52 мВт/m^2). Западный и Центральный Тянь-Шань в большей части характеризуются повышенным тепловым потоком (более 60 мВт/m^2). Низкий тепловой поток для Чуйской впадины и предгорий СТШ (23 мВт/m^2), для Джумгало-Нарынской области (31 мВт/m^2). Среднее значение теплового потока для Казахской платформы 45 мВт/m^2 .

В работе анализируется роль эрозионных процессов в поднятиях и осадконакопления в областях впадин, которая пока еще не очень понята. Результатом действия эрозионных процессов является перенос вещества с поверхности хребтов во внутригорные впадины и затем вынос

вещества за пределы поднятий в межгорные впадины и передовые прогибы, а также и в более удаленные океанические шельфы. Эрозионные процессы хребтов, а также частичная или общая денудация пенеплена горных стран вместе с процессами осадконакопления в крупных межгорных котловинах, передовых прогибах и удаленных осадочных бассейнах могут рассматриваться как некоторая часть конвективного массопереноса, осуществляемого вдоль поверхности земной коры за счет энергии атмосферы. Иными словами, внешние по отношению к коре силы совершают работу, уменьшая часть нагрузки собственного веса пород в областях поднятий и увеличивая нагрузку в областях впадин. Раз подобная работа совершается, то значит, должна быть и ответная реакция среды на эту работу, т.е. должны происходить изменения внутрикоровых напряжений, формироваться внутрикоровые течения. О важной роли денудационных процессов ранее говорилось в работах [4, 5].

Результаты тектонофизического анализа данных о механизмах очагов землетрясений [2, 9] также позволили выявить, что кора впадин и поднятий в большом числе случаев выглядит как антиподная структура по режиму напряженного состояния. В коре поднятий, как правило, оси максимального сжатия субгоризонтальны, а в коре прогибов субгоризонтальна ось главного напряжения минимального сжатия (девиаторного растяжения). Эти данные хорошо коррелируют с результатами расчетов деформаций на поверхности коры, полученными по данным GPSгеодезии, и с данными горного дела по замерам напряжений методами *in situ*. Такая антиподность строения и физических полей коры впадин и поднятий не случайна и говорит об их взаимосвязности, что требует рассмотрения формирования структур горных поднятий и прогибов (внутригорных, межгорных впадин и передовых прогибов) в рамках *единого механизма деформирования*.

С позиции корректности обратной задачи геодинамики и тектонофизики необходимым требованием, предъявляемым при решении проблемы распознавания механизма деформирования этих структур, является удовлетворение параметров природного и модельного объектов не только по морфологическим признакам (рельеф кровли и подошвы коры), но и по указанному выше комплексу геофизических и тектонофизических параметров. В нашей работе в приложении к орогенам Центральной Азии обсуждаются три разных механизма деформирования, объясняющих формирование рельефа кровли и подошвы коры горноскладчатых орогенов: 1) впадины – области локального растяжения в блочно-кусковатой среде в условиях общего горизонтального сжатия; 2) общелитосферная потеря изгибной устойчивости в обстановке лате-

рального сжатия; 3) верхнемантийная термогравитационная конвекция - источник вертикальных и горизонтальных течений в коре. Показано, что первый из перечисленных механизмов деформирования не может быть использован как универсальный, объясняющий формирование все типов впадин. Сопоставление и анализ определяющих параметров двух других механизмов деформирования выполнялся в общетеоретическом подходе без построения решения соответствующих краевых задач механики. Но даже такой анализ позволил выявить важную роль в ходе обоих деформационных процессов явления изостатической компенсации, а также денудации горных поднятий и осадконакопления во впадинах, которые наиболее проявляются на развитых стадиях деформаций коры. Установлено, что оба этих процесса стремятся создать близкие по виду структурные формы (поднятия – корни, прогибы – антикорни), но при этом эволюция рельефа кровли и подошвы коры для трех рассмотренных механизмов деформирования различная. Эта особенность развития формы коры проявляется и в различном характере гравитационных аномалий и тепловом потоке.

Выполненный в работе сравнительный анализ двух основных механизмов деформирования орогенов показал, что для объяснения особенностей состояния и строения участков коры впадин и поднятий механизм общелитосферной потери устойчивости менее вероятен, чем механизм верхнемантийной термогравитационной конвекции. Это связано как с высоким уровнем напряжений горизонтального сжатия, необходимым для осуществления первого механизма, так и с отличием характера гравитационных аномалий, которые с ним связаны. Кроме того, для данного механизма напряженное состояние коры впадин и поднятий скорее всего однотипное, что не соответствует результатам наблюдений природного объекта, анализу которых посвящен второй раздел статьи.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

2. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.

3. *Рыбин А.К.* Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный Мир, 2011. 232. с.

4. *Марков Г.А.* Закономерность распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявления избыточной напряженности. Апатиты, 1985. С. 72–84. 5. Пономарёв, Трифонов. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука. 1987. С. 81–94.

6. Современная геодинамика внутри континентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный Мир, 2005. 400 с.

7. Шварцман Ю.Г. Тепловое поле, сейсмичность и геодинамика Тянь-Шаня // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука, 1993. С. 213–221.

8. *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.

9. *Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E.* Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. V. 581. P. 114–131. 10.1016/j.tecto.2012.09.027.

Е.А. Рогожин¹, А.В. Горбатиков¹, В.Б. Заалишвили², М.Ю. Степанова¹, Н.В. Зайцева¹, Ю.В. Харазова¹

Новые данные о глубинном строении, тектонике и геодинамике Большого Кавказа

В 2012 и 2013 гг. составлены два геолого-геофизических профиля с использованием метода микросейсмического зондирования (MM3) [3] вкрест простирания складчатого сооружения Большого Кавказа. MM3 позволяет оценивать пространственное распределение скоростных вариаций на глубинном разрезе относительно региональной скоростной модели. В Осетинском секторе первый профиль по линии Ардон-Цхинвал пересекает зоны Терского прогиба Скифской плиты, моноклинали Пастбищного и Скалистого хребтов, кристаллического массива в пределах Бокового и Главного хребтов на северном крыле и в ядре мегантиклинория, а также Чиаурский флишевый синклинорий, Рача-Лечхумскую шовную зону, Окрибо-Сачхерскую окраину Дзирульского срединного массива (Грузинской глыбы) на южном крыле. Пересечение вдоль второго профиля по линии Туапсе-Апшеронск охватывает с севера на юг тектонические зоны Абино-Гунайскую флишоидную, Сланцевого ядра и Лазоревскую флишевую. Профили прошли через зоны всех крупнейших разломов центрального сектора и северо-западной периклинали

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, Владикавказ, Россия; eurog@ifz.ru

Большого Кавказа (три ветви Владикавказского, Пуйского, Адайком-Казбекского, Тибского – Главного Кавказского «надвига», Кахетино-Лечхумского, Ахтырского, Семигорского и др.), что дает возможность прояснить также морфологию и глубинную структуру этих дизьюнктивных нарушений.

Первый разрез позволил обнаружить в недрах существенно различное строение наиболее приподнятых частей кристаллического ядра и северной части Чиаурской флишевой зоны с одной стороны и относительно невысоких зон Северного и Южного склонов – с другой (рис. 1). Под приподнятыми зонами Скалистого, Бокового, Главного хребтов и северной частью Чиаурского филишевого синклинория обнаружены два клинобразных в разрезе низкоскоростных тела (до –5 дБ относительно



Рис. 1. Профиль ММЗ вдоль линии Ардон-Цхинвал. Тектонические зоны: ОС – Окрибо-Сачхерская, РЛ – Рача-Лечхумская, ЧФ – Чиаурский флишевый синклинорий, ГХ – Главного хребта, БХ – Бокового хребта, СХ – Скалистого хребта, ПХ – Пастбищного хребта, ТП – Терского прогиба. Разломы: КХ – Кахетино-Лечхумский, Тб – Тибский, АК – Адайком-Казбекский, Вл – Владикавказский

региональной скоростной модели (PCM)), выделяющихся на глубинах от 9–10 до 45–50 км ниже уровня моря (н.у.м.). Северное тело подстилает консолидированные толщи, слагающие у поверхности блоки кристаллического ядра и приосевую часть горно-складчатого сооружения Б.Кавказа (частично зону Главного хребта). Южное тело подстилает в недрах зону Главного «надвига» и смятые в интенсивные опрокинутые на юг складки мезозойской толщи севера Чиаурской флишевой зоны Южного склона. Низкоскоростные включения, по-видимому, сложены относительно более легким, трещиноватым риолит-гранитным материалом. По аналогии с районом Приэльбрусья (по данным сейсмотомографии) они могут иметь кислый и средний состав материала, нарушенного многочисленными трещинами, заполненными ювенильными газами. Присутствие низкоскоростных субвертикальных зон подтверждается независимыми мелкомасштабными сейсмотомографическими исследованиями [7].

Высокоскоростное вещество представлено нормальными по составу гранито-гнейсами, гранодиоритами, диоритами, базальтами. Локальные горизонтальные неоднородности низкоскоростных включений совпадают с известными из данных ГСЗ границами разделов: подошвы фундамента, Конрада, Мохо [4].

Моноклиналь Северного и складчатые зоны Южного склонов в отличие от осевой части мегантиклинория подстилаются на всю мощность земной коры высокоскоростным материалом (до 4–6 дБ отн. РСМ). Горизонты с пониженной скоростью отмечаются здесь лишь в разрезах юрских отложений Окрибо-Сачхерской и маломощных осадочных толщ северной окраины Дзирульского срединного массива.

Узкими карманами, заполненными низкоскоростным веществом, сопровождаются в недрах зоны крупнейших разломов. Причем их строение в приповерхностных и глубоких горизонтах коры иногда существенно различается. Так, южная ветвь Владикавказского активного разлома вблизи поверхности (до глубин 7 км н.у.м.) имеет вид листрического взбросо-надвига, погружающегося в северном направлении до границы фундамента, а в глубоких горизонтах (до 25–30 км н.у.м.) она представлена оформленной контрастной структурой субвертикального залегания. Главный «надвиг» выражен в приповерхностных горизонтах широкой низкоскоростной мульдой, а ниже от 3 до 10 км н.у.м. в виде почти вертикальной границы обрезает с юга консолидированное тело палеозойского кристаллического фундамента. Далее в недрах до глубины ~25 км н.у.м. разлом подстилается узким карманом, заполненным низкоскоростным материалом почти вертикального залегания. На глубине разлом обрамляет с севера южное клиновидное низкоскоростное тело (рис. 1).

Интересна структура района Рача-Лечхумской шовной зоны в подножье Южного склона. Здесь на профиле до глубин ~12 км н.у.м. наблюдается узкий вертикальный низкоскоростной карман, разделяющий высокоскоростную кору южной части Чиаурской флишевой зоны с севера и Окрибо-Сачхерскую окраину Грузинской глыбы с юга (с относительно низкими скоростями). Вдоль поверхности кристаллического палеозойского фундамента под разрезом альпийского комплекса южного края Чиаурской зоны проявляется узкое низкоскоростное включение (мощностью ~3 км), полого погружающееся в северном направлении (под углом 5–15°). Этот пологий срыв чехла с поверхности фундамента Грузинской глыбы ранее уже был обнаружен в сейсмотомографической модели зоны Рачинского землетрясения 1991 г. [1].

Профиль в северо-западной части складчатого сооружения Б.Кавказа, показал иную картину глубинного строения (рис. 2). Здесь под основными мезозойскими складчатыми зонами мегантиклинория, сложенными глинисто-сланцевой формацией ядра, флишевыми терригенно-карбонатными толщами Лазоревской зоны Южного склона и терригенными флишоидными отложениями Абино-Гунайской зоны Северного склона, а также в южной части Западно-Кубанского передового прогиба на всю мощность коры залегают сравнительно высокоскоростные образования (2–4 дБ отн. РСМ).

Относительно низкоскоростные узкие включения близвертикального залегания подстилают зоны Ахтырского разлома на севере и Главного Кавказского «надвига» на юге (-3 – -5дБ отн. РСМ).

Собранный материал позволяет сделать ряд выводов. Согласно результатам MM3 консолидированный кристаллический фундамент в осевой части центрального сектора Большого Кавказа (в зонах Бокового, Главного хребтов, и северной части Флишевой зоны) с глубины 10 км подстилается двумя обширными объемами вещества с относительно низкими скоростями сейсмических волн. Согласно MT3 это вещество имеет высокое электросопротивление [5]. Эти включения прослеживаются, сокращаясь по ширине, до раздела Мохо и, видимо, глубже.

На поверхности над низкоскоростными телами широко распространены новейшие и современные вулканические проявления: лавы, игнимбриты, туфы риолитового и риолит-дацитового состава. Здесь наблюдаются и наибольшие высоты рельефа. В то же время, они существенно не влияют на распределение разных типов альпийских складча-



Рис. 2. Профиль ММЗ вдоль линии Туапсе-Апшеронск. Тектонические зоны: ЛФ – Лазаревская флишевая, СЯ – Сланцевого ядра, АГ – Абино-Гунайская флишоидная, ЗК – Западно-Кубанский прогиб. Разломы: ГН – Главный «надвиг», Ах – Ахтырский

тых деформаций [6]. Вероятно, эти тела в коре можно интерпретировать как глубинные диапиры в терминологии В.В. Белоусова [2].

Под зонами северного и южного склонов центрального сектора мегантиклинория земная кора характеризуется относительно более высокой скоростью сейсмических волн по сравнению с осевыми зонами. На Северо-Западном Кавказе низкоскоростные включения под осевой частью складчатого сооружения отсутствуют.

Узкими вертикальными или наклонными карманами, заполненными низкоскоростным веществом, сопровождаются в недрах зоны крупнейших разломов. Их строение в приповерхностных и глубоких горизонтах коры иногда существенно различается.

Полевые работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-13 <u>-10066</u>, 05-12-10059-к).

Литература

1. Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Быкова В.В., Дорбат К. Глубинная структура очаговой зоны Рачинского землетрясения по сейсмотомографическим данным // Физика Земли. 2006. № 1. С. 30–44.

2. Белоусов В.В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 9–13.

3. Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Ларин Н.В. Сейсмотектоника и глубинное строение зоны Владикавказского активного разлома // Геофизические исследования. 2011. № 12(1). С. 47–59.

4. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16–25.

5. Шемпелев А.Г. Результаты глубинных геофизических исследований вдоль Геналдонского профиля // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа. Труды международной научно-практической конференции. Владикавказ, 20-22 сентября 2007 г. Владикавказ, 2008. С. 457–463.

6. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.

7. Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. № 3. P. 327–337.

М.В. Родкин^{1,2}, А.Р. Шатахцян³, М.Ю. Андреева², Т.А. Рукавишникова¹

Процессы массированного рудообразования как побочный продукт процессов тектогенеза (по результатам статистического анализа параметров месторождений)

В последнее время в науке большое развитие получили методы исследования динамических неравновесных систем. Несмотря на огром-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики РАН, г. Южно-Сахалинск

³ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизический центр РАН, г. Москва

ное разнообразие природных и антропогенных динамических систем методы исследования таких систем имеют много общего. В отличие от равновесных систем динамические неравновесные системы обычно описываются степенными законами распределения и часто обладают фрактальными свойствами. Соответственно исследуются характер распределения и фрактальные свойства данной системы. В настоящей работе такая схема реализована применительно к данным по крупным и суперкрупным рудным месторождениям. Реализация таких подходов стала возможной благодаря созданию достаточно представительных баз данных по рудным месторождениям, таких, например, как используемая нами ГИС «Крупные и суперкрупные месторождения мира» (ГИС КСКМ), [3]. Рудные месторождения являются очень сложными объектами, и для них остро встает также задача разработки схем кластеризации и классификации месторождений [2]. Поэтому авторами была предпринята также попытка формального количественного описания степени близости между собой разных групп рудных месторождений по набору рудных компонент (на основе использования меры близости Танимото) и на основе расчетов корреляционной фрактальной размерности. Полученные значения степени близости были использованы затем для формальной кластеризации (классификации) месторождений.

Результаты анализа БД КСКМ подтвердили ранее высказанное предположение [4], что распределение величин запасов может быть описано степенным законом распределения, а величины концентрации рудной компоненты – логнормальным законом. Выявились и некоторые новые важные статистические закономерности. А именно, оказалось, что для ряда видов сырья (преимущественно с показателем степени распределения меньше единицы) наблюдается загиб графика распределения вниз, аналогично тому, как это имеет место в области сильных землетрясений. Выяснилось также, что для большинства видов минерального сырья наблюдается слабая (но статистически значимая) положительная корреляция между величинами запасов и величинами концентрации минерального сырья в месторождениях. Перечисленные особенности определенно указывают на динамический неравновесный характер процессов формирования месторождений.

Подходы к кластеризации месторождений разрабатывались на основе использования мер близости и значений корреляционной размерности. Использованная мера близости Танимото-Роджерса, *T* [1 и др.] является известным и весьма общим подходом, широко применяемым для оценки степени близости между собой групп объектов, описываемых некоторым набором признаков (в нашем случае, набором добываемых элементов). Мера Т задается соотношением $T(A,B) = (A \cap B) / (A \cup B)$, где $(A \cap B)$ – число случаев пересечения признаков A и B (в нашем случае, число случаев сонахождения руд A и B в одном месторождении); (A U B) – объединение A и B (в нашем случае, сумма числа месторождений типов A и B, без повторов). Если компонент A всегда сопутствует компоненту B (если эти компоненты всегда встречаются вместе) то T(A,B) = 1. Если же компоненты A и B вместе не встречаются, то имеем T(A,B) = 0.

Второй использованный нами подход основан на расчете фрактальной размерности. Понятие фрактальной размерности давно и широко используется в геофизике. Для случая сейсмичности, такой подход позволяет выявить приуроченность очагов землетрясений к квазилинейным, двумерным или объемным структурам. При расчете корреляционной размерности определяется число пар N(r) объектов (здесь месторождений) расположенных на расстоянии не более r км друг от друга, и оценивается наклон β прямолинейного участка графика в двойных логарифмических координатах (если таковой имеется) $N(r) \sim r^{\beta}$. Если объекты равномерно распределены вдоль прямой (например, разлома), то показатель β близок к единице; если они равномерно распределены по площади, то β близко к двум. Довольно часто имеется несколько почти прямолинейных участков графика lg(N(r)) от lg(r); в этом случае можно определить несколько значений корреляционной фрактальной размерности, отвечающих разным пространственным масштабам. Формула расчета корреляционной фрактальной размерности D допускает естественное обобщение на случай двух разных групп месторождений. В этом случае используются расстояния между парами месторождений не одного и того же, а разного вида, например, между месторождениями Au и Ag. Значения такой смешанной корреляционной размерности будут характеризовать взаимное пространственное расположение месторождений этих двух видов. Введение смешанных корреляционных размерностей позволяет использовать метод расчета корреляционной размерности для оценки меры близости разных видов месторождений.

Очевидно, что при расчетах меры близости T и фрактальной размерности D используются не только различные методологические подходы, но и разные наборы данных о месторождениях. В первом случае это набор представленных в месторождениях рудных компонент. Во втором – координаты месторождений. Тем не менее, эти данные могут характеризовать одну и ту же особенность – большую или меньшую степень близости рассматриваемых групп месторождений друг к другу. Действительно, если два элемента, например Au и Ag, систематически

встречаются в одних и тех же месторождениях, то можно говорить о высокой степени близости месторождений Au и Ag друг к другу. Аналогично можно говорить о близости двух групп месторождений, если эти месторождения имеют тенденцию располагаться поблизости друг от друга.

Величина смешанной корреляционной размерности D может оказаться выше размерности вмещающего пространства (в случае площадного распределения месторождений, равного двум). Модельные расчеты подтвердили возможность получения значений корреляционной размерности больших размерности вмещающего пространства (естественно, в ограниченном диапазоне масштабов). Такой эффект возникает, если в модель вводится тенденция взаимного «отталкивания» объектов двух исследуемых классов друг от друга. Так при расположении объектов по поверхности суммарное число пар элементов двух классов может расти (в некотором диапазоне масштабов) с ростом их взаимного расстояния *r* быстрее, чем площадь круга πr^2 .

Отсюда естественно предположить, что для случая месторождений значения корреляционной фрактальной размерности D>2 будут наблюдаться тогда, когда месторождения данных двух типов требуют для своего образования разных геолого-тектонических условий, и потому наблюдается как бы их взаимное «отталкивание». Аналогично получаем, что случаи малых значений корреляционной фрактальной размерности D соответствуют определенному пространственному притяжению двух данных видов месторождений. И действительно, для систематически совместно встречающихся элементов (Au и Ag, Pb и Zn, Cu и Ni, и др.) значения смешанной корреляционной размерности, например D(Au,Ag), оказываются малыми. Представленная интерпретация подкрепляется полученной тесной корреляцией значений меры близости Танимото и величин смешанной корреляционной размерности D.

Итак, нами подтверждена применимость степенного и логнормального закона распределения для описания распределения величин запасов и концентрации руд в крупных и суперкрупных месторождениях мира. Также получен успешный опыт расчета мер близости Танимото и корреляционной фрактальной размерности для количественной оценки степени близости разных групп месторождений; при этом показана хорошая взаимосогласованность этих двух методов расчетов.

Проведенная на основе полученных значений мер близости кластеризация указывает, что виды сырья аномально часто группируются в группы, отвечающие обогащению либо в верхней, либо в нижней коре. Была выявлена также неожиданно тесная корреляция характерных величин запасов в месторождениях с различиями концентрации данного элемента в верхней и нижней континентальной коре. Такая корреляция оказалась существенно выше ожидаемой, обусловленной разными концентрациями элементов в земной коре.

На основании всего вышесказанного предлагается гипотеза, что рудные месторождения формируются как некие побочные эффекты массированных преобразований вещества тектоносферы между разными ее геохимическими резервуарами. Гипотеза позволяет на новом уровне рассмотреть известный факт приуроченности разных видов месторождений к разным геотектоническим обстановкам. При этом очевидным источником энергии для соответствующих негэнтропических процессов концентрирования рудного вещества являются соответствующие тектонические процессы.

Литература

1. Мандель И.Д. Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.

2. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В., и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3 томах. ИГЕМ РАН, 2006.

3. Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM, Commission on Geological Map of the World, 2006.

4. *Tutcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. (2nd ed.) Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева, М.В. Нисилевич¹

Геодинамика активных континентальных окраин переходной зоны Евразийский континент – Тихий океан

Построены геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану (регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей) [1]. Континентальные окраины этой зоны характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими при-

¹ Геофизический центр, Российская академия наук, Москва, Россия

родными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения (рис. 1).

Земная кора переходной зоны разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга. По данным GPS наибольшая скорость движения характерна для Тихоокеанской плиты, которая перемещается в северо-западном направлении со скоростью 72,6 мм/год. Скорость перемещения уменьшается на стыке с Фи-







Рис. 2. Схема движения плит в переходной зоне от Евразии к Тихому океану по данным наблюдений на наземных GPS станциях за период 2002– 2012 гг., полученных в Лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института [3]. Стрелками показаны скорости (мм/год) изменения положения станций

липпинской плитой в районе Марианского желоба до 22 см/год. Евразийская плита движется навстречу Тихоокеанской в юго-восточном направлении со средней скоростью 30,2 мм/ в год. Индо-Австралийская плита по данным наблюдений движется в Северо-Восточном направлении со скоростью 64,3 мм/ год (рис. 2). Глубинное строение региона Охотского моря [1]. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе выделены три этапа магматической активности: эоценолигоценовый (55–24 млн лет); нижне-среднемиоценовый (23–15 млн лет) и среднемиоценово-плиоценовый. В Курильской котловине также выделены три этапа внедрения базальтов: ранне-среднемиоценовый (14–11 млн лет), средне-позднемиоценовый (9–7 млн лет) и плиоценовый (1.07 и 0.84 млн лет) [2].

Новая субдукционная зона в Японском море [1]. В Японском море в верхней мантии астеносфера расположена на глубине 40 км. Землетрясения, происходящие вдоль восточного края Японского моря у подножья о Хонсю, возможно, объясняются тем, что здесь намечаются новые субдукционные процессы на границе литосферных плит. Субдукционные процессы привели к формированию вдоль восточной окраины Японского моря узкого прогиба, где мощность плиоцен-четвертичных осадков достигает 2-3 км. За 1.8 млн лет субдукция плиты Японского моря под Японские острова составила свыше 50 км. Скорость погружения плиты Японского моря по данным GPS определена в 2 см/год. Томографические исследования последних лет [4] показали, что под северной частью о. Хонсю отчетливо выделяются две сейсмофокальные зоны: одна на востоке, где тихоокеанская плита субдуцирует под Японскую островную дугу, что привело 11 марта 2011 г. к катастрофическому землетрясению, другая на западе, где плита Японского моря начала субдуцировать под о. Хонсю.

Глубинное строение региона Филиппинского моря [1]. Регион Филиппинского моря образует литосферную плиту, расположенную между Евразийской и Тихоокеанской плитами. С запада и востока плита ограничена современными субдукционными зонами. Землетрясения на территории Китая происходят в основном в земной коре на глубине до 30 км и приурочены к верхней границе проводящего слоя, обычно расположенного внутри слоя пониженных скоростей земной коры. Далее в восточном направлении сейсмичность развита почти исключительно в области островных дуг Рюкю и Марианской. В области Марианского трога отмечаются многочисленные слабые мелкие землетрясения. Астеносферный слой залегает под трогом на глубине 10 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела – 30 км, а под эоценовой ЗападноФилиппинской котловиной – 50–80 км. Под Северо-Китайской равниной уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50–70 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн лет назад в результате спрединговых процессов.

Глубинное строение региона Южно-Китайского моря [1]. Формирование структур региона связано с коллизией Индо-Австралийской, Евразийской и Тихоокеанской плит, происходившей в кайнозойскую эру, субдукционные процессы которой привели к активному вулканизму и сейсмичности. Расположение почти 60 тысяч очагов землетрясений, зарегистрированных за период с 1904 по 2010 гг. мировой сейсмологической сетью, хорошо отражает тектоническую картину региона. Преобладают мелкофокусные землетрясения с глубиной до 100 км. Глубокофокусные землетрясения с осредоточены в Индонезийской и Филиппинской зонах субдукции. Зона Беньофа установлена также под морями Банда и Сулавеси, простирающихся, соответственно, на глубину до 400 и более 600 км. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями.

Выводы. В кайнозойскую эру в пределах переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану активно происходили геодинамические процессы, сопровождавшиеся формированием окраинных морей, задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, обусловленные глубинными субдукционными явлениями, а также с коллизией литосферных плит, активизированной в то время. Эти процессы сопровождались землетрясениями, извержениями вулканов, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры. Отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обусловили формирование структур земной коры, повышенную сейсмичность и вулканическую деятельность.

Построение геодинамических моделей глубинного строения дает возможность: (1) изучить глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными и вулканическими зонами; (2) исследовать роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры; (3) выделить в регионах исследований зоны повышенного сейсмического риска.

Построение геодинамических моделей глубинного строения регионов может быть значительным вкладом в общую программу изучения

глубинного строения и геодинамической обстановки районов исследований, необходимую для дальнейшей оценки рисков в той или иной зоне и подготовки действий населения на случай природной катастрофы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 12-05-00029-а

Литература

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф переходной зоны Евразия – Тихий океан // Вестник ОНЗ РАН. 2013. №5. NZ 6001. DOI: 10.2205/2013NZ000118.

2. 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.

3. GPS Time Series. Jet Propulsion Laboratory // California Institute of Technology. http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html

4. Zhao D. Tomography and Dynamics of Western-Pacific Subduction Zones // Monogr. Environ. Earth Planets. 2012. V. 1. N 1. P. 1–70.

O.M. Poзен¹

Плюмовый магматизм Сибирского кратона: кимберлиты, ультраосновные–щелочные комплексы с карбонатитами и траппы

Наиболее яркими и распространенными представителями такого магматизма являются кимберлиты, ультраосновные-щелочные комплексы с карбонатитами и траппы.

Процесс внедрения кимберлитов фанерозоя по-видимому начался на юго-западе Якутской кимберлитовой провинции, в Вилюйском и Мунском районах в раннем девоне, предположительно в связи с раскрытием Вилюйского рифта [8], как показывают существующие данные изотопного датирования [3, 4 и др.]) и анализ их воспроизводимости [2]. После длительного перерыва (14 млн лет) он продолжился северо-восточнее, в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Средне-Оленекском районе (ранний карбон). Позднее, одновременно с внедрением трапповой и щелочно-ультраосновной формаций, кимберлиты появились на западе Анабарского щита (начало триаса), сместились восточнее в Куонамский район (средний триас, ранняя юра), а затем процесс продолжился на крайнем северо-востоке, в Кутюнгдинском районе (поздняя юра, ранний мел). В целом перемещение Сибирского кратона над источником кимберлитовых магм (находившимся на глубине порядка 400 км и более [9]) возможно составило 800 км с юг-юго-запада на север-северо-восток (в современных координатах) в течение 200 млн лет. Синхронное появление кимберлитов в таких удаленных друг от друга районах, как Вилюйский и Мунский (верхний девон), а также затем и в Мунском и Средне-Оленекском районах (ранний карбон) показывает, что латеральная протяженность ареала источников (потенциального очага) кимберлитовых магм в каждый такой этап, возможно, достигала 500 км, а в ряде районов внедрение возобновлялось после некоторого перерыва.

Ультраосновные-щелочные магматиты и карбонатиты в Маймеча-Кутуйской провинции (обзор в [3]) датируются 40Аг/39Аг-методом в 253 млн лет (ранние), а поздние – 246 млн лет, в том числе вулканиты арыджанской свиты – 249 млн лет и меймечинской свиты – 250 млн лет. Полученный таким образом возрастной интервал составляет 253–246 млн лет, в начале которого, судя по геологическим данным, формировались эффузивные, а в конце – интрузивные комплексы. Они выплавлялись из метасоматизированной мантии краев плюма при низких степенях плавления на глубинах 100–150 км.

Трапповые интрузии Норильска (рудоносные) обнаруживают достаточно достоверный изохронный ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст в интервале 250 ± 2 млн лет (обзор в [3]), в то время как возраст базальных горизонтов лав в этом районе составляет 255–253 млн лет, а верхних горизонтов 248–244 млн лет. Южнее, на р. Нижняя Тунгуска, возраст базальтов оказался меньше и составил 238–248 млн лет. Предположительно это объясняется перемещением плиты к северу (в современных координатах) по отношению к трапповому источнику. Это составляет 750 км примерно за 10 млн лет. Источником покровных базальтов служило недеплетированное вещество мантийного плюма, о чем свидетельствует однородный изотопный состав покровных базальтов, а глубины выплавления можно оценить в 50–60 км. Очевидно, что трапповая и щелочно-ультраосновная формации образовались примерно одновременно.

При более детальном рассмотрении ареалов трапповой формации оказывается, что интрузивные фации (силлы и дайки) распространены

значительно шире и в значительной мере охватывают Якутскую кимберлитовую провинцию [10]. Об этом прямо свидетельствуют долериты в дайках, секущих Накынское кимберлитовое поле и присутствие долеритов в виде ксенолитов в кимберлитах. Не менее важно и то, что "вторичных" плюмов, поставлявших траппы, возможно было два [11].

Можно предложить трехслойную модель мантийного магматизма региона, принимая образование кимберлитовых расплавов из субдуцированного мегалита океанической коры на глубинах более 640–400 км (в соответствии с [9]), щелочно-ультраосновных расплавов на глубинах 100–150 км, а траппов – в пределах литосферной мантии (50–60 км). Особое место занимает раннетриасовый этап, когда в пределах западного обрамления Анабарского свода пространственно совпали внедрения плато-базальтов, щелочно-ультраосновных магм и кимберлитов, а магмогенерация была наиболее интенсивной и происходила одновременно на всех трех уровнях.

По-видимому, погружение и перемещение на северо-восток субдуцированного мегалита океанической коры, определявшего кимберлитообразование, началось от южной границы кратона.

Плюмы и кимберлиты. В ксенолитах и алмазах обнаружены включения мейджорита, представляющего собой твердый раствор граната (M,Ca)3Al2Si3Ol2 и пироксена M3(MSi)Si3Ol2, где M = (Mg,Fe), который по данным эксперимента формируется при P-T-параметрах, соответствующих глубинам 400–660 км [9]. Присутствие магнезиоперовскита и магнезиовюстита в некоторых алмазах указывает на еще большие глубины, ниже горизонта 660 км. Упомянутые сверхглубинные минералы были открыты среди алмазов в Сибири только в последнее время и только в микроалмазах [16].

Интерпретация представленных соотношений представляется в следующем виде [15]. Парциальное плавление вещества шапки высвобождает базальты на малых глубинах (≈ 60 км), оставляя на месте обогащенный летучими карбонатитовый рестит. Когда под воздействием шапки плюма литосферная пластина киля подвергается термальной эрозии, она претерпевает метасоматизм. Составы кимберлита и лампроита скорее всего получаются из коматиит-пикритового примитивного мантийного расплава, поступающего в хвосте плюма с глубин > 200 км при контаминации веществом метасоматизированной литосферы.

Термохимические плюмы, являющиеся важнейшими регуляторами термохимической машины Земли, формируются на границе ядромантия [12, 15]. На поверхность базальты поступают из "вторичного" плюма, который поднимается в "тугоплавком" слое от его подошвы до уровня, при котором происходит излияние (прорыв) плюма [12]. Важно, что покровные базальты, щелочные ультрамафиты и карбонатиты, в отличие от кимберлитов, проявляются на краях кратона и маркируют границы шапки плюма [15].

На основании указанных геолого-геофизических признаков можно выделить ряд регионов, заслуживающих дополнительного изучения в целях локализации перспектив поисков коренных источников алмаза.

Литература

1. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: НИА–Природа, 2005. 540 с.

2. Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 6. С. 785–788.

3. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмзоносность. М.: Научный Мир, 2006. 212 с.

4. Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р. Определение возрастов флогопитов из Южно-Африканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным Аг-Аг методом // Геол. и геоф. 1997. Т. 38, №1. С. 100–111.

5. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Е. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2004. 282 с.

6. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 91–99.

7. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые данные по возрасту кимберлитов Якутии, полученные урано-свинцовым методом по цирконам // Докл. РАН. 1980. Т. 254, №1. С. 175–179.

8. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 209–228.

9. *Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N.* Origin of kimberlites and related magmas. // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 521–538.

10. Fedorenko V.A., Llghtfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the Flood-Basalt Sequence at Norilsk, North Central Siberia // Int. Geol. Revew. 1996. V. 38. P. 99–135.

11. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.

12. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. и др. Параметры горячих точек и термохимических плюмов в процессе подъема и излияния // Петрология. 2006. Т. 14, № 5. С. 508–523.

13. Рассказов С.В., Ильясова А.М., Конев А.А. и др. Геохимическая эволюция Задойского щелочно-ультраосновного массива Присаянья, юг Сибири // Геохимия. 2007. № 1. С. 3–18.

14. *Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The temporal evolution of North American kimberlites // Lithos. 2004. V. 76. P. 377–397.

15. Haggerty S.E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // Earth Planet. Sci. Let. 1994. V. 122. P. 57–69.

16. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizova D.A. et al. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // Lithos. 2004. V. 77. P. 225–242.

А.Е. Романько¹, Н.А. Имамвердиев², И.В. Викентьев³, В.Ю. Прокофьев³, А.Т. Савичев¹, М. Хейдари⁴

Африканский суперплюм ответственен за тектонику востока Ирана, Ближний Восток и смежных структур? Новые данные, «горячая» тектоника, металлогенические вопросы, корреляция углеводородов (УВ) с общей геологией

Ближний Восток представляет понятный чрезвычайный интерес [1, 3, 4, 13, 15]. Нами предлагаются новые, литературные и другие материалы по альпидам востока Ирана, Ближний Восток и отдельных сопредельных структур. Следующее может быть вкратце выделено:

– выделяется важная мел-четвертичная северо-восточная (CB) тектоно-магматическая и металлогеническая зональность (металлогения под руководством Е.Ф. Романько), обусловленная известной субдукцией Аравийской плиты под блок Центрального Ирана. Косвенно в пользу общегеологической CB – зональности говорит и уменьшение сейсмоактивности от Ю. Каспия к Ср. Каспию, как минимум – по В.Е. Хаину и др.

– на указанную зональность наложились процессы, связанные с Африканским суперплюмом, по томографии известной группы Дж. Ритсемы (Ritsema et al.) и др. 2009 г. [4, 11, 13–15, 18]. Выявлена мощная неоген-четвертичная внутриплитная магма, обусловленная и деятельностью указанного суперплюма в регионе – включая неоген-четвертичные щелочные производные Афганистана (до карбонатитов) и Таджикиста-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Государственный университет Баку, Баку, Республика Азербайджан

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

⁴ Парси Кан Кав, гео-консультационная компания, Тегеран, Иран
на, Памир. Ее продукты образуют реконструируемый ряд субщелочных – подчиненных щелочных изверженных пород, например, его фрагменты таковы: трахиандезиты с CaO = 7.1% – богатые кальцием вулканиты с CaO = 10.2% – редкие в природе вулканиты с CaO = 34.9% – чистые карбонатиты, Ханнешин, Афганистан, карбонатиты Аравии и т.д. Внутриплитные магматиты сравнивались с предполагаемыми внутриплитными аналогами востока Балтийского щита. Последние, возможно, связаны с суперплюмом, давшем продукты 2.50–2.34 и неактивным в 2.3 млрд лет – магматическое затишье, по К. Конди.

– охарактеризована также и иная субдукционная магма (антипод предыдущей, образующая с первой энергетически выгодную тектономагматическую пару [6, 7, 11, 13–15, 18]), дающая олигоцен – четвертичные, до голоценовых? известково-щелочные породы (интрузивые, эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные). Получены первые данные о высокотемпературных – 1150–1220°С кислых калиевых расплавных включениях стекла в высококалиевых субдукционных лавах квартера против нехарактерности расплавных включений в неоген-четвертичных внутриплитных породах региона, включая неогеновые? фергусситы и др. калиевые щелочные породы трубок взрыва Восточного Памира, по Э.А. Дмитриеву, 1976 и др. Многочисленные породы среднего состава согласуются с теорией.

– внутриплитный магматизма неогена региона, включая отдельные структуры Малого Кавказа, по Имамвердиеву, 2000 уверенно отвечает активности известного Африканского суперплюма. По крайней мере часть известково-щелочных продуктов также обусловлена этим же, несмотря на формальные субдукционные петрогеохимические характеристики. Однако, на востоке Ирана запаздываюшая субдукция, вероятно, произвела истинные известково-щелочные субдукционные магматиты плиоцена-квартера вулкана Тафтан, Солтан (Пакистан) и др.

– существует и УВ-зональность, по В.Е. Хаину и др.: 1) Север Каспия – УВ в породах девона-палеогена, с газом в неогене, 2) Средний Каспий – УВ в породах триаса-юры-палеогена, 3) Южный Каспий – УВ в породах нижнего плиоцена – и, возможно, южнее в 700 км, 4) Персидский залив – УВ в огромном стратиграфическим интервале с юры до неогена (наибольшее непрямое воздействие магмы). Это может быть связано с уменьшением теплового эффекта упомянутого суперплюма на север. Приуроченность УВ к некоторым разломам также не противоречит дегазации.

– совместный анализ разнотипных структурных и геологических карт дает однозначное? объяснение локализации УВ для Ю. Каспия, Арала и лишь имеющимся данным по Западной Сибири.

Авторы выражают большую благодарность энциклопедисту В.Е. Хаину† (консультации, подсказка...), Е.Ф. Романько†, А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садату, а также В.В. Славинскому, Б.Н. Голубову, М.П. Антипову, Ю.Г. и М.Г. Леоновым, Ю.А. Воложу и др., В.А. Быкадорову, С.Н. Бубнову, А.Л. Книпперу† (критика и консультации), С.В. Руженцеву†, В.Л. Русинову† и мн. др.

Литература

1. *Артемьев М.Е.* Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. № 4. С. 25–31.

2. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Бубнов С.Н. Серии магматических пород: проблемы и решения // Изв. АН СССР. Серия геол. 1987. № 3. С. 3–12.

3. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000. 192 с.

4. Имамвердиев Н.А. Деламинация субдуцированного литосферного слэба как причина проявления позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук, № 3. 2008. С. 123–138.

5. *Книппер А.Л., Добрецов Н.Л., Богданов Н.А.* Метаофиолиты и «орогенические» лерцолиты Бетских Кордильер // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 8–24.

6. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Аль-пийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. №2. С. 17–35.

7. Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Тектоническая аккреция и коллизия как этапы формирования межконтинентальных складчатых поясов // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы 39 Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 353–357.

8. Лаверов Н.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новейший вулканизм Северной Евразии: районирование и обстановки формирования // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 4. С. 498–502.

9. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.

Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. // Докл. РАН. 1996.
Т. 350, № 6. С. 799–802.

11. Пущаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 83–88.

12. Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Прокофьев В.Ю., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Хоссейни М., Хейдари М. Провинция Сейстан и Белуджистан, Иран, Ближний Восток: Новые данные по магматизму (расплавные и флюидные включения), тектонике и металлогении, проблемы // Материалы 14 международной конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле". М. 7–10 октября 2013. С. 235–236.

13. Хаин В.Е., Гончаров М.А. // Вестник МГУ. Серия геол. 2006. № 3. С. 21-35.

14. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 1. С. 187–191.

16. Maggi A., Priestley K. Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau // Geophysics Intern. 2005. V. 160. P. 1068–1080.

17. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. V. 44. P. 189–229.

18. Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev I., Vikentiev I., Savichev A., Stepanov S. East Iran, Middle East: new data on magmatism, inclusions, hot tectonics, hydrocarbons, some problems and constrains // Herald of Baku State University. Natural Sciences. 2013. N 2. P. 131–142.

19. Sandwall E., Turkell N., Zor E. et al. Shear wave splitting and young continent collision // Geophys. Res. Left. 2003. V. 30. N 246. P. 185–194.

20. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic oceanic basalts implications for mantel composition and processes magmatism in the ocean basins // Geological Society Special Publication. 1989. N 42. P. 313–345.

Т.В. Романюк¹, А.Н. Власов², Д.Б. Волков-Богородский², А.В. Михайлова¹

Тестирование (3-D модель, метод конечных элементов) критериев пластичности и их параметров для блоков средней/нижней коры литосферы региона разлома Сан-Андреас

Авторам предлагаемой работы удалось собрать и обобщить большой объем данных по кайнозойской геодинамической эволюции западной окраины Северной Америки и современной структуре коры и верхней мантии региона разломной зоны Сан-Андреас [3, 4]. На их основе построена 3D тектонофизическая модель, аппроксимирующая кору и верхнюю мантию этого региона в виде набора конечных элементов (гексаэдры, а также их вырожденные формы). Архитектура модели -

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН (t.romanyuk@mail.ru, An.V.Mikhaylova@mail.ru)

² Институт прикладной механики (ИПРИМ) РАН (bah1955@yandex.ru, v-b1957@yandex.ru)

слоисто-блоковая. Два нижних слоя аппроксимируют астеносферу и надастеносферную мантию, 3 слоя - литосферную мантию, 5 слоев - кору. Каждый слой разбит на (20×25) конечных элементов. Разломы Сан-Андреас и Гарлок моделировались слоем толщиной 1 км. Верхняя граница континентальной части модели соответствует реальному рельефу. Слоистая модель усложнялась за счет введения 3D аномальных тел, что позволило учесть водный слой, крупнейшие осадочные бассейны Лос-Анжелес, Вентура и Великой Долины и крупнейшие аномальные структуры коры - батолит Сьерра-Невады и офиолиты Великой Долины. Граничные условия всегда одинаковы: верхняя поверхность - свободная, на ребрах – свободное скольжение вдоль ребер, на боковых гранях и дне - свободное скольжение вдоль поверхностей. Упругими блоками полагались верхняя консолидированная континентальная кора Северо-Американской плиты (включая батолит Сьерры-Невады почти на всю его мощность) и океаническая литосфера Тихоокеанской плиты, в остальных блоках тестировались критерии пластического течения Мизеса и Друккера-Прагера, а также различные значения их параметров.

Известно, что реологические параметры среды в первую очередь зависят от состава пород, температуры и флюидного режима. Все эти факторы для глубинных слоев известны очень приблизительно. Поэтому сначала задавался исходный базовый набор значений модулей Юнга и коэффициентов Пуассона, плотностей, параметров критериев пластичности; далее в процессе моделирования некоторые параметры варьировались.

Лабораторные измерения модуля Юнга образцов пород непосредственно около разлома Сан-Андреас дали величины около 60000 МПа для образцов из Салинианского блока, 40000 МПа – из блока Великой Долины, а непосредственно разломной зоны - менее 10000 МПа [8]. Существующие методики оценки модуля Юнга для больших природных массивов пород с размерами в десятки километров и более показывают, что они на один-два порядка ниже, получаемых в лабораторных испытаниях на маленьких образцах [1, 6]. Все реальные материалы при любом масштабе исследований имеют элементы нарушений (дефекты). В образцах горных пород - это дислокации и мельчайшие поверхности ослабления типа спайности и отдельности в кристаллах, поры и микротрещины. Все эти нарушения приводят к уменьшению прочности и увеличению деформируемости материалов. При определенных условиях дефектность скальных пород (пористость для образцов, пустотность для больших объёмов пород) будет оказывать значительно большее влияние на их механические свойства, нежели минералогический состав и структурно-текстурные особенности. Это ещё отмечали в своих работах Л.Мюллер [2] и С.Б. Ухов [6].

В литературе приводится широкий диапазон значений модуля Юнга для гранитов и гнейсов (преобладающие породы верхней консолидированной коры) в интервале 200-4000 МПа [2, 5, 7], которые используются для расчетов напряженно-деформированного состояния (НДС) фундаментов и вмещающих их пород крупных сооружений (дамбы, плотины, высотные здания и т.п.). Эти величины существенно (как минимум на порядок) ниже величин в десятки ГПа, полученных для образцов в работе [8], которые могут рассматриваться только как верхнее ограничение для значений модуля Юнга. Поэтому уровень величин модуля Юнга в 700 МПа для гранитов и 1000 МПа для ультрабазитов, был принят как "стартовый". В процессе моделирования тестировались также значения в 10 раз больше. Коэффициент Пуассона полагался 0.24 для упругих блоков модели и 0.3-0.4 для водонасыщенных осадков на шельфе, в упругопластической среде он полагался 0.3, а для блоков, где есть данные о повышенной температуре – 0.35–0.4 и 0.45 - в астеносфере. Для верхних частей разломов Сан-Андреас и Гарлок – 0.35, для средней коры – 0.4, в нижней коре – 0.45.

Ориентировочные контролирующие уровни максимально возможных величин касательных напряжений τ_{max} в литосфере были приняты следующими: в наиболее прочной и жесткой части океанической литосферы – 1000 МПа, в средних уровнях континентальной коры – 500 МПа, в нижних уровнях континентальной коры и литосферной мантии – 100 МПа, в астеносфере – единицы МПа. Их превышение подразумевает либо переход среды в неупругий режим, либо активные процессы разломообразования (см. обзор в [3, 4]).

Всего было рассчитано более 100 моделей, выполненные расчеты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Литосфера региона моделирования далека от изостатической скомпенсированности на уровне астеносферы (80 км). Крупнейшие региональные изостатические отклонения обусловлены строением консолидированной коры: наличием в континентальной коре легкого батолита Сьерра-Невада (отрицательная аномалия до -80 МПа) и высоким положением подошвы океанической коры (аномалия +70 МПа) в северозападной части региона моделирования по сравнению с юго-западной его частью. Осадочные бассейны дают лишь незначительный локальный вклад (в первые десятки единиц МПа) в изостатический разбаланс.

2. Расчеты НДС для серии моделей, в которых приложенной нагрузкой был только вес, показали, что даже при заниженных величинах модуля Юнга, напряжения, генерируемые плотностными и реологическими неоднородностями в поле силы тяжести, на всех уровнях литосферы очень высоки, ниже средней коры они по порядку величины везде соответствуют критериям перехода среды от упругой реологии к неупругой.

3. Расчеты НДС для серии моделей, в которых приложенной нагрузкой были только перемещения, показали, что при низких "стартовых" значениях модуля Юнга даже при максимально возможных заданных перемещениях в первые км, τ_{max} на всех уровнях литосферы не превышают первых единиц МПа, то есть на два-три порядка ниже τ_{max} , создаваемых плотностными неоднородностями и вариациями реологических параметров среды в весовой задаче при тех же значениях модуля Юнга. То есть перемещениями в такой среде невозможно получить τ_{max} , при которых возникают сейсмичность и разломообразование.

4. В моделях с нагрузками только в виде заданных перемещений уровень τ_{max} нелинейно откликается на увеличении модуля Юнга при сохранении прежних критериев пластичности: в верхней коре (там, где преобладающая модель среды – линейно-упругая) увеличение τ_{max} близко к линейному, но в нижних частях модели (там, где преобладающая модель среды – упругопластическая) проявляются существенные нелинейные эффекты – увеличение τ_{max} в 100 раз в нижней части океанической литосферы в области ее сочленения с континентальной литосферой при увеличении модуля Юнга во всей модели в 10 раз. Рассчитанные особенности НДС для повышенных величин модуля Юнга более адекватны реальной ситуации. И главное – для такой модели достигается уровень τ_{max} , соответствующий режиму разломообразования и сейсмичности в коре.

5. Тестирование критериев Мизеса и Друккера-Прагера для средней/нижней коры и литосферной континентальной мантии с повышенными модулями Юнга показало, что адекватнее критерий Друккера-Прагера, причем варьирование параметров критерия в пределах C=20– 50 МПа и φ=20–26° слабо влияет на конечный результат (в пределах условий и точности выполненного моделирования).

6. В модели с совместным нагружением весом и перемещениями, которую мы интерпретируем как оптимальную, уровень напряжений внутри упругого блока Сьерра-Невада на глубинах 5–25 км (верхняя и средняя кора) τ_{max} выше (верхняя кора), либо сопоставим (средняя кора) с τ_{max} в окружающих блоках, хотя абсолютный уровень не достигает кри-

тических значений, после которых должно происходить либо интенсивное разломообразование, либо переход среды в неупругое состояние. На глубинах (25–45 км) (нижняя кора и литосферная мантия) τ_{max} внутри упругого блока Сьерра-Невада либо ниже, либо сопоставим с τ_{max} в окружающих континентальных блоках, хотя там среда – упругопластическая. Это свидетельствует о том, что в нижней части упругого блока Сьерра-Невада уровень напряжений не доходит до критического (переход в неупругое состояние).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 11-05-00387-а.

Литература

1. Власов А.Н., Мерзляков В.П. Усреднение деформационных и прочностных свойств в механике скальных пород. М.: Изд-во АСВ, 2009. 208 с.

2. *Мюллер Л*. Инженерная геология. Механика скальных пород. М.: Мир, 1971. 256 с.

3. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас. Статья 1. Разлом Сан-Андреас как тектоно-физическая структура // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013а. Т.88. Вып. 1. С. 3–19.

4. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас. Статья 2. Тектоно-физическая модель литосферы региона разлома Сан-Андреас // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013б. Т.88. Вып. 2. С. 3–17.

5. Справочник физических констант горных пород / Ред. С.Кларк (мл.). М.: Мир, 1969. 544 с.

6. Ухов С.Б. Скальные основания гидротехнических сооружений. М.: Энергия, 1975. 262 с.

7. Чернышёв С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240 с.

8. Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P. Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas Fault Observatory at Depth and their relationships to rock properties and fault zone structure // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. B12423.

Позднедокембрийская предыстория палеозойских океанов и гипотеза "суперконтинентальных циклов"

Формированию мировой системы палеоокеанов (Урало-Монгольского, Япетуса и др.) предшествовал континентальный рифтогенез, обусловленный глубинными мантийными причинами [4]. Пульсационное функционирование суперплюмов обеспечивало приток глубинной энергии и трансформацию адвективных потоков в конвективные. Проблематичность обнаружения в докембрийских подвижных поясах представительных разрезов офиолитов и островодужных комплексов, позволяет полагать, что включение механизмов тектоники плит произошло лишь в начале фанерозоя. Это заключение вступает в противоречие с популярной гипотезой "суперконтинентальных циклов", постулирующей периодичность открытия и закрытия океанов на протяжении всей или большей части геологической истории Земли. Предполагается (В.Е. Хаин, 2001 и др.), что распаду суперконтинентов предшествует континентальный рифтинг, образование дайковых роев, внедрение кольцевых ультраосновных щелочных плутонов и площадные излияния платобазальтов. Однако бесспорные свидетельства того, что большинство из этих событий, неоднократно проявлявшиеся в позднем докембрии [6], обязательно приводили к разрыву плит и образованию крупных океанических бассейнов, отсутствуют. Именно поэтому в характеристиках "суперконтинентальных циклов" главное внимание уделяется предполагаемым свидетельствам начальных и завершающих стадий. К последним относится формирование анортозит-гранулитовых поясов повышенных давлений (Гренвиллского, Свеконорвежского и др.). Вместе с тем высказываются сомнения (S.L. Harley, М.В. Минц и др.), что UHT гранулитовый метаморфизм может быть связан с коллизионным укорачиванием коры. Более вероятно, что экстремальные по температуре режимы метаморфизма могут достигаться в глубинных зонах континентальных рифтов [4]. Результаты наших исследований [3] позволяют утверждать, что континентальный рифтовый метаморфизм является индикаторным процессом, без выделения которого геодинамические реконструкции могут приводить к ошибочным выводам о проявлениях орогенных (коллизионных) событий и в тех случаях, где они в действительности отсутствовали.

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Урал является одним из классических эпиокеанических фанерозойских коллизионных орогенов, в котором возможно выделение всех стадий полного геодинамического цикла [7]. Он входит в состав крупнейшего Урало-Монгольского подвижного пояса, восточная часть которого была названа Л.П. Зоненшайном [2] Центрально-Азиатским складчатым поясом (ЦАСП). На всем протяжении Урало-Монгольский пояс ограничен древними платформами, в обрамлении которых развиты позднедокембрийские образования, включающие многочисленные дорифейские блоки, а в осевой зоне – палеозойские вулканогенные и терригенные комплексы. Такое строение характерно для всех подвижных поясов Неогея, заложенных, как предполагалось Г.Штилле, на эпикарельском фундаменте и консолидированных в результате последовательных орогенических циклов. Идея "полицикличности" сохранилась и в мобилистской модели Л.П. Зоненшайна (1974). Было выдвинуто предположение, что на территории (ЦАСП) развиты две группы эвгеосинклинальных (океанических) комплексов: позднерифейско-ранне-палеозойская и среднепалеозойская, отвечающие соответственно каледонской и варисцийской геотектоническим эпохам. Такая трактовка предполагала, что заложение ЦАСП происходило на Гренвиллском основании, а сохранившиеся фрагменты этого основания, наряду с каледонскими террейнами, сформировали при закрытии Азиатского палеоокеана региональную мозаичную структуру. Последующие исследования привели к заключениям, что в составе некоторых каледонских ("композитных") террейнов присутствуют пластины офиолитов, фрагменты активных и пассивных окраин, задуговых морей, разновозрастных островных дуг и акреционно-коллизионных комплексов [1].

Такие представления, несмотря на гипотетичность выделения типовых комплексов различных геодинамических режимов, в настоящее время разделяются большинством исследователей ЦАСП, вносящих в палеореконструкции те или иные дополнения и уточнения. Альтернативой различным вариантам полициклических моделей является концепция Дж. Шенгёра и др., связывающая открытие Урало-Монгольского океана с венд-кембрийским рифтогенезом. В ней предполагается, что орогенический коллаж, включающий структуры юга Сибири, Тянь-Шаня, Алтая и Монголии, мог быть сформирован вдоль единой субдукционной границы. Субдукционно-аккреционные комплексы при вращении Сибирского и Восточно-Европейского кратонов испытали значительные деформации (ороклинальные изгибы) и были дезинтегрированы региональными сдвигами. Неопределенность во временных оценках образования и эволюции палеозойских океанов в значительной степени связана с различным пониманием природы и геодинамических режимов формирования позднедокембрийских комплексов. Такие комплексы широко развиты в краевых частях континентов и часто ошибочно принимаются за образования пассивных окраин. Многолетние исследования Урала и межрегиональные корреляции позволяют утверждать, что формирование рифейвендских последовательностей происходило в рифтогенных бассейнах [7], а пассивные окраины начали формироваться лишь в нижнем палеозое, что фиксировалось закономерной сменой шельфовых, мелководных, осадков батиальными, глубоководными.

В последнее время было установлено, что нижняя радиологическая граница рифея в Башкирском стратотипе на 100 млн лет древнее, чем это считалось раннее и составляет 1750 млн лет. Эта оценка, полученная по результатам датирования трахибазальтовых порфиритов айской свиты, совпадает со временем внедрения Сарановской расслоенной хромит-гипербазитовой интрузии на Урале, накоплением вулканогеннотерригенных толщ акитканской серии Прибайкалья и внедрением Чайского дайкого роя, отмечающего крупную магматическую провинцию (Д.П. Гладкочуб и др., 2010). Имеется много оснований полагать, что эта провинция, связанная с зарождением суперплюма в начале рифея, существовала в Северной Лавразии на протяжении всего рифея и венда. Она определенно фиксировалась роями мафитовых даек, расслоенными и щелочно-ультраосновными интрузиями с карбонатитами в интервале 1600-700 млн лет [6]. Периодичность формирования дайковых роев и сопутствующих им магматитов, характеризующихся глобальным распространением (Мак Кензи на Канадском щите, Гардар в южной Гренландии, Баян-Обо на севере Северо-Китайского кратона, Франклин вдоль Северо-Канадского края Лаврентии и др.), свидетельствует о пульсационном функционировании суперплюма, воздействовавшего на литосферу Мегагеи.

Многие исследователи полагают, что внедрение дайковых роев с возрастом 1300–1100 и 900–700 млн лет может свидетельствовать о распаде суперконтинентов "Каламбия" и "Родиния" [6 и др.]. Периодичность активизации эндогенных процессов устанавливается и в Уральском дайковом рое, протягивающемся более чем на 2000 км в Палеоконтинентальном секторе, но в разрезах рифей-вендских толщ и проявлениях магматизма и метаморфизма этого периода свидетельств развития пассивных окраин и (или) коллизионных событий не обнаруживается.

В гипотезе "суперконтинентальных циклов", за рамками обсуждения остается проблема анорогенного анортозит-рапакивигранитного магматизма, проявленного в западной части Восточно-Европейского кратона (1750–1500 млн лет), Гренвиллском и Свеконорвежском поясах (1600– 1100 млн лет), на Урале (1370 млн лет) и других регионах. Анорогенный рапакивигранитный магматизм, проявлявшийся одновременно с формирование роев мафических даек и сопутствующих им магматитов на протяжении всего нижнего и среднего рифея, сложно увязать с концепцией суперконтинентальных циклов. Более вероятно, что этот магматизм был обусловлен сухим плюмовым андерплейтингом, обусловливавшим значительное увеличение мощности коры и развитие анатексиса в ее нижних горизонтах. Такая трактовка вполне согласуется с заключением, что в основе тектонического режима позднего докембрия лежал континентальный рифтогенез, обусловленный пульсационным функционированием суперплюма, возникшего в начале рифея в Лавразийском горячем поле мантии. Мы не обнаруживаем бесспорных свидетельств существования в Урало-Монгольском поясе позднерифейсковендского океана. Анализ опубликованных данных, позволяет допустить возможность возникновения в протерозое лишь небольших разрывов Красноморского типа, но такие разрывы не могут сопровождаться формированием островных дуг и активных окраин [4]. Нам представляется, что на протяжении всего рифея и венда не только в Урало-Монгольском, но и в других подвижных поясах Неогея обнаруживаются свидетельства только рифтогенных режимов, предшествующих формированию палеозойских океанов. Закрытие этих океанов сопровождалось коллизионно-акреционными процессами и региональными сдвигами, а в восточной части Урало-Монгольского пояса новым импульсом внутриплитного магматизма [5], сопряженного с Индо-Азиатской коллизией.

Исследования проведены при финансовой поддержке программ УрО РАН (проекты №№ 12-С-5-1011, 12-И-5-2035)

Литература

1. Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибир-ской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в Неогее. М.: Наука, 1986. С. 26–36.

2. Зоненшайн Л.П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11–35.

3. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. №1. С. 6–19.

4. Русин А.И. Позднедокембрийская предыстория фанерозойских океанов и вопросы геодинамики раннего докембрия // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск. 2009. С. 129–132.

5. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

6. *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 Res. 2008. V. 160. P. 159–178.

7. Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I. Geodinamic regimes in the Precambrian of the Urals // Precambrian Res. 1986. N 33. P. 189–208.

А.В. Рязанцев¹, К.Е. Дегтярев¹, Т.Ю. Толмачева², О.И. Никитина³

Ранний палеозой Чу-Илийского региона Казахстана и эволюция континентальной окраины в позднем кембрии – ордовике

В структуре Чу-Илийского региона в Юго-Западном Прибалхашье присутствуют массивы с докембриской континентальной корой – Чуйско-Кендыктасский (ЧКМ) на юго-западе и Актау-Джунгарский (АДМ) на северо-востоке. Между массивами протягиваются Джалаир-Найманская зона (ДНЗ) на юго-западе, Сарытумская и Бурунтауская на северовостоке [12]. В массивах и в Бурунтауской зоне устанавливаются докембрийские комплексы, характеризующие фундамент континентальной окраины и вендско-раннепалеозойские комплексы чехлов и рифтогенных прогибов. В ДНЗ присутствуют офиолиты, раннепалеозойские комплексы внутриокеанических и окраинно-континентальных островных вулканических дуг, аккреционные комплексы. Офиолитовые и внутриокеанические островодужные комплексы слагают аллохтоны на ЧКМ.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

Фрагмент ЧКМ находится в тектоническом окне в ядре Анрахайской антиформы в центральной части ДНЗ.

К раннему докембрию в фундаменте массивов относятся гранитогнейсовые с амфиболитами комплексы. В Анрахайской антиформе их возраст 1789,1±0,6 млн лет [14]. К среднему-верхнему рифею условно относятся кварцито-сланцевые с карбонатами толщи. Верхний рифей представлен толщами с вулканитами, преимущественно кислого состава. В ЧКМ возраст вулканитов 775.9 ± 0.8 млн лет [14]. В АДМ возраст вулканитов 925±9 млн лет, а ассоциирующих гранитоидов 917±6,945±22 млн лет [3]. Венд-раннекембрийские комплексы чехла представлены в Бурунтауской зоне дарбазинской (карбонатные породы, песчаники) и шопшокинской (песчаники, алевролиты) свитами. Рифейские и вендранекембрийские комплексы имеют аналоги в других районах Казахстана [2]. В структуре чехлов массивов на ϵ_{2-3} уровне распространены терригенные толщи с фосфор-ванадиеносными кремнистыми породами, карбонатами, базальтами, их туфами и туффитами. В верхних частях разреза типичны залежи железистых кварцитов, Fe-Mn, Pb-Zn руд, баритов. В ЧКМ – это жайсанская [11, 12], домбралытауская [12], жоанская [11] свиты. Аналогичный уровень, вероятно, занимают относившаяся ранее к докембрию жоантобинская и относившиеся к низам кембрия киинтасская и огизтауская свиты. В Бурунтауской зоне бурултасская свита (€2.3) сложена углисто-глинистыми, кремнистыми сланцами с горизонтами доломитов, железистых кремней, полимиктовыми песчаниками, туффитами. С разрезом связано P-V, Fe-Mn, Pb-Zn оруденение [12]. В АДМ аксуранская свита (€2-3), представлена алевролитами, известковыми алевролитами, кварцевыми песчаниками с горизонтами фосфоритов, прослоями и линзами известняков [7].

Сходство вещественных комплексов ЧКМ, Бурунтауской зоны и АДМ ограничивается \mathcal{C}_{2-3} комплексами. Более молодые комплексы ЧКМ коррелируются с комплексами ДНЗ. В этих двух структурах на рубеже С/О отмечаются существенные структурные перестройки, которых нет в Бурунтауской зоне и АДМ.

В Бурунтауской зоне присутствуют два тектонических покрова. В верхнем покрове на бурултасской свите C_{2-3} согласно залегает бурубайтальская свита (C_3 – O_2). Ее конденсированный разрез (80–120 м) представлен кремнями, кремнистыми алевролитами, в нижней части с залежами баритов и железистых кремней. В нижней части разреза локально распространены базальты. Разрез охватывает 9 конодонтовых зон в интервале от батырбайского яруса верхнего кембрия до дар-ривильского яруса среднего ордовика [15]. Майкульская свита (O_{2-3}) с размывом за-

легает на бурубайтальской свите и сложена кремнистыми аргиллитами, алевролитами, кремнеобломочными песчаниками и брекчиями, полимиктовыми песчаниками, с обломками гранитоидов и метаморфических пород, олистоплаками и линзами кремней. Общая мощность разреза на юге зоны ≥ 50 м [9]. Кремнистые породы содержат конодонтов верхней части дарривильского – нижней части сандбийского ярусов. На севере зоны в разрезе присутствуют вулканиты основного состава. Мощность там увеличивается до 1600–1700 м [1, 7]. На майкульской свите с размывом залегает ушбалыкская толща (~1500 м) (O₃, начиная с сандбийского яруса) [7, 12]. В нижнем тектоническом покрове Бурунтауской зоны нами выделена майтукенская толща (O₁f–O₂dp), которая с размывом, налегает на шопшокинскую свиту (V– \mathcal{E}_1). Разрез (100–200 м) сложен кварцевыми песчаниками с обломками кремней, известняками, кремнями. Конодонты из кремней принадлежат флоскому–дапинскому ярусам.

В АДМ толщи нижнего-среднего ордовика участвуют в непрерывной последовательности разреза чехла и демонстрируют фациальные изменения по преобладанию терригенных или карбонатных пород [2, 7]. На уровне тремадока в центральной части АДМ фиксируется перерыв в разрезе и внедрение сиенитов с возрастом 482±2 млн лет [4]. В юго-восточной части АДМ отмечается увеличение общей мощности нижнепалеозойских толщ. На уровне $O_1t_1-O_1f_1$ там присутствуют вулканиты основного состава, а в терригенно-карбонатной с углеродистыми породами толще (O_2d-O_3sb) локализуется стратиформное полиметаллическое оруденение [6].

По структурному положению, литологическому составу, характеру рудной минерализации, особенностям состава магматических пород можно сделать вывод о том, что \mathcal{C}_{2-3} толщи ЧКМ и \mathcal{C}_{2-3} –O₃sb толщи Бурунтауской зоны, часть ордовикских толщ АДМ сформированы в рифтогенной обстановке на континентальном основании.

В ДНЗ и аллохтонах на ЧКМ выделяются 2 офиолитовые ассоциации. В 1-й ассоциации разрез венчает C_1 толща вулканитов контрастной серии, с которыми ассоциируют гранитоиды, возраст которых 521±2, 520±4 [8], 513±1 млн лет [14]. Во 2-й ассоциации вулканиты представлены C_3 базальтовыми толщами (акжазыкская и ащисуйская свиты). Кремни в ащисуйской свите содержат конодонты сакского яруса C_3 [8]. Офиолиты прорываются телами гранитоидов с возрастом 508.8 ± 3.0 млн лет [13]. На акжазыкской свите согласно залегает карабаурская толща чередующихся туфов, туффитов, тефроидных турбидитов риолитов, с отдельными потоками андезитов и базальтов [8]. Ее стратиграфи-

ческим аналогом является сулусайская свита, сложенная туфогенноосадочными и вулканомиктовыми терригенными породами, а также вулканитами преимущественно кислого состава. Состав гранитоидов, прорывающих офиолиты, и вулканитов карабаурской и сулусайской свит свидетельствует об их формировании в структуре внутриокеанической вулканической дуги.

В Анрахайской антиформе на границе между докембрийскими комплексами и офиолитами залегают тектонизированные гранат-мусковитполевошпат-кварцевые метатерригенные сланцы с реликтами гранулитового парагенезиса [10]. В сланцах рассеяны будины эклогитов и гранатовых пироксенитов. Цирконы из эклогитов имеют возраст 489.9 ± 3.1 млн лет [13]. Метаморфиты эклогитовой и гранулитовой фаций сформированы при коллизии дуга–континент и последовавшей вслед за ней обдукцией палеоокеанических комплексов на континентальную окраину.

В тремадокское время на фронтальной части аккретированной континентальной окраины накапливаются толщи терригенных турбидитов. Это джамбульская свита в ДНЗ и ее аналоги, в т.ч. низы щербактинской свиты в ЧКМ. В обломочной части пород преобладают кварц и продукты разрушения гранито-гнейсов. В подчиненном количестве представлены обломки пород офиолитовой ассоциации. Турбидиты залегают без видимого структурного несогласия на аккретированных комплексах палеоокеанического бассейна. В тыловой части аккретированной окраины формируется регрессивная серия. В ее разрезе сменяются фации: окраинно-шельфовые и склоновые граувакки (кендыктасская свита O_1t_1), мелководные шельфовые карбонатные (агалатасская свита O_1t_2) [5]. На границе O_1t_1/O_1t_2 в разрезе присутствуют офиолитокластовые конгломераты. Толщи O_1 распространены локально. В ЧКМ это мелководные прибрежно-морские и лагунные пестроцветные карбонатно-терригенные отложения (курдайская свита, средняя часть щербактинской свиты) [5].

Основание разреза Сарытумской зоны сложено жалгызской и болгожинской свитами. Жалгызская свита (O_1) представлена высокотитанистыми базальтами, комптонитами, чередующимися с туфами и туфогенно-осадочными породами основного состава, кварцевыми песчаниками, алевролитами и кремнями. К разрезу с вулканитами уверенно относятся кремни с конодонтами O_1 f. На участках сложного, часто микститового строения, вблизи границ тектонических покровов конодонты в кремнях принадлежат интервалу от верхней части тремадокского яруса до дарривильского яруса [9]. Учитывая структурное положение вулканогенного комплекса, можно предположить наиболее вероятный его возраст – O_1 f– O_2 dp. Кремни с тремадокскими и дарривильскими конодонта-

ми, скорее всего, слагают аллохтонные тела. В разрезе болгожинской свиты представлены субщелочные базальты, андезибазальты, их туфы. Отмечаются прослои субщелочных вулканитов среднего и кислого состава, их туфов и туфогенно-осадочных пород. Возраст обоснован дапинской макрофауной [7] и флоскими конодонтами [9]. Состав вулканитов жалгызской и болгожинской свит свидетельствует о сочетании субдукционной и мантийно-плюмовой компонент. Обе свиты несогласно перекрываются терригенными с линзами известняков толщами среднего–верхнего ордовика.

В ДНЗ акжальская свита (O₁f–O₂dp) несогласно залегает на докембрийских и раннеордовикских метаморфических комплексах, офиолитах и кембрийских островодужных комплексах. Она представлена терригенными карбонатными и вулканогенными породами основного и среднего состава, которые сформированы в островодужной обстановке. Тыловые элементы активной окраины на этом уровне представлены терригенно-кремнистой с пепловой примесью кушекинской свитой, терригенно-сланцевой толщей в средней части щербактинской свиты, нижней частью чубарской свиты.

Узунбулакская свита (O_2 dr) [5] распространена как в ДНЗ, так и в Сарытумской зоне. Она несогласно залегает на акжальской, болгожинской, джамбульской свитах, C_1 офиолитах. В разрезе преобладают терригенные и карбонатные породы. В близкой по возрасту каратальской свите (O_2 d-dr) присутствуют туфогенные породы среднего состава. Тыловые части активной окраины на этом уровне представлены караканской свитой в ДНЗ и щербактинской свитой в ЧКМ. В нижних частях этих свит преобладают углеродистые алевролиты и аргиллиты, а в верхних – шельфовые известняки.

В ЧКМ и ДНЗ на уровне O₃sb распространены свиты (ргайтинская, савидская и др.), в разрезе которых преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы основного и среднего состава. Их стратиграфические аналоги в ДНЗ и в Сарытумской зоне (бекейская, байгаринская, ойсаксаульская, андеркенская свиты) представлены разнообломочными терригенными, реже карбонатными породами. Вулканогенные толщи этого уровня представляют окраинно-континентальную островную дугу, а терригенные с карбонатами – аккреционную призму и преддуговой флишевый прогиб. Более высокие уровни ордовика в ДНЗ и Сарытумской зоне однотипны и представлены фациально изменчивыми преимущественно терригенными, в меньшей степени, карбонатными, редко туфогенно-осадочными породами [5, 7].

Анализ приведенных данных позволяет предложить модель геодинамической эволюции окраины континента в раннем палеозое. Предполагается, что ЧКМ, АДМ и Бурунтауская зона первично входили в состав окраины единого континентального блока. После коллизии дугаконтинент в конце С₃ произошла обдукция и накопление турбидитов. Аккретированная окраина представлена в ЧКМ и ДНЗ. Тыловые части окраины представлены в АДМ, Бурунтауской зоне, в которых в раннем-среднем ордовике продолжали развиваться внутриплитные, в т.ч. рифтогенные структуры. В раннем ордовике начали формироваться вулканические комплексы над зоной субдукции, падающей в сторону континентальной окраины, в которых кроме субдукционной, проявлена мантийно-плюмовая компонента. В дапинское-сандбийское время продолжает развивается окраинно-континентальная вулканическая дуга. В позднем ордовике в связи с крупноамплитудными горизонтальными перемещениями были сформированы элементы современной структурной зональности, которые «запечатываются» комплексами среднепалеозойских окраинно-континентальных вулканических поясов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ», РФФИ, грант № 13-04-00629.

Литература

1. Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Новикова М.З. Опорный разрез нижнего-среднего ордовика Северной Бетпак-Далы // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. ХХ. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 96–132.

2. Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужых систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 602).

3. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б. и др. Позднедокембрийская вулкано-плутони-ческая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // Докл. РАН. 2008. Т. 421. С. 515–519.

4. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б. и др. Раннепалеозойские гранитоиды Актау-Джунгарского микроконтинента (Центральный Казахстан) // Докл. РАН. 2006. Т. 411. С. 80–84.

5. *Ергалиев Г.К., Никитина О.И., Иванова и др.* Атлас опорных стратиграфических разрезов фанерозоя Казахстана. Алматы, 2008. С. 1–183.

6. Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 33–41.

7. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. I: Докембрий и палеозой. Алма-Ата: ИГН им. Сатпаева, 1991. 148 с. 8. Рязанцев А.В., Миколайчук А.В., Толмачева Т.Ю. и др. Офиолиты и островодужные комплексы Джалаир-Найманской зоны и Чуйско-Кендыктасского массива (Южный Казахстан): положение в структуре, обоснование возраста и обстановки формирования // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4. Москва–Бишкек, 2009. С. 53–58.

9. Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Комплексы раннепалеозойского внутриконтинентального рифта в структуре палеозоид Казахстана // Материалы совещания Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, 2009. С. 59–61.

10. Скобленко А.В., Третьяков А.А. Признаки проявления высокобарического метаморфизма в анрахайском комплексе юго-восточной части Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции... Т. 2. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 236–239.

11. Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Никитина О.И. Средневерхнекембрий-ские вулканогенно-кремнистые и терригенные тощи Чу-Илийского района и гор Кендыктас (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста, обстановки формирования // Современное состояние наук о Земле. Мат-лы конференции. М.: Изд-во Геол. ф-та МГУ, 2011. С. 1875–1880 (СD-диск).

12. Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.

13. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A. et al. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. I. 5. P. 805–820.

14. *Kröner A., Windley B.F., Badarch G. et al.* Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield / Hatcher R.D. et al. (eds.) // 4-D Framework of Continental Crust. GSA Memoirs. 2007. V. 200. P. 181–209.

15. *Tolmacheva T.J., Popov L.E., Gogin I., Holmer L.E.* Conodont biostratigraphy and faunal assemblages in radiolarian ribbon-banded cherts of the Burubaital Formation, West Balkhash Region, Kazakhstan // Geological Magazine. 2004. N 141 (6). P. 699–715.

Минералогические индикаторы физико-химических условий гидротермально-метасоматических процессов в габбро-долеритах Первомайского штока (Крым, дер. Трудолюбовка)

Горный Крым характеризуется разнообразием магматических пород по условиям залегания, вещественному составу, возрасту и положению в тектонических структурах.

Одно из крупных магматических тел, изучаемое геологами с начала 50-х годов XX века, располагается в среднем течении р. Бодрак на её правобережье примерно в 2.1 км к юго-востоку от деревни Трудолюбовка и называется Первомайский шток.

Шток имеет в плане изометричную форму: он прослеживается в субширотном направлении на 340 м, а в субмеридиональном – на 180–200 м. Массив вскрыт карьерными работами на глубину 90 м от современной дневной поверхности. Возраст магматитов, слагающих шток, определён как среднеюрский [1]. В верхней части штока, перекрытой готеривскими органогенными известняками, фиксируется древняя кора выветривания, предположительно, позднеюрского возраста. Вмещающими породами являются флишевые отложения таврической серии (T₂–J₁).

В структурном отношении шток приурочен к зоне тектонического меланжа субширотного простирания постбайосского возраста.

В вертикальном сечении наблюдается дифференциация интрузива: устанавливается постепенный переход от микродиоритов в апикальной части к габбро-долеритам в центральной и глубинной частях. Их различия отчетливо обнаруживаются по петрографическим признакам: по содержанию цветных минералов, основности плагиоклаза и микроструктурно-текстурным характеристикам [5].

При петрографическом изучении микродиоритов установлено, что их основная масса имеет гипидиоморфнозернистую структуру. Они состоят из плагиоклаза An₄₀₋₅₀, единичных зерен авгита, редко в составе наблюдается роговая обманка.

Габбро-долериты характеризуются габбро-офитовой и пойкилоофитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза An₅₀₋₇₀ и авгита. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, рутил, гранат, ортит, циркон.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Все породы, слагающие Первомайский шток, являются в той или иной степени метасоматически измененными. Новообразованные ассоциации минералов составляют от 15% до 60% объема породы. Устанавливаются два типа гидротермалитов – это пропилиты и березиты.

Новообразованные минеральные парагенезисы пропилитов представляют собой ассоциацию следующих минералов: хлорит, серицит, карбонат и альбит, реже – эпидот, биотит и цеолит. Из рудных присутствует магнетит, титаномагнетит и ильменит.

Березитовые парагенезисы образованы такими минералами как: кварц, серицит, карбонат, хлорит и сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин). Доля кварца всегда меньше, чем серицита и карбоната.

Метасоматические изменения обоих типов имеют определенную зональность – пропилитовые фации приурочены преимущественно к краевым частям Первомайского массива, а березитовые – к центральной и апикальной. Степень метасоматических изменений пропилитового типа в интрузивных породах варьирует от 15 до 60%, березитового – от 15 до 40%, а во вмещающих породах их доля не превышает 7% объема породы.

Исследования шлифов позволяют сделать вывод, что кислотные (березитовые) парагенезисы разрастаются, замещая пропилитовые зоны. Последовательность гидротермально-метасоматических образований направлена от пропилитовых парагенезисов к березитовым [3, 4, 6].

Преобладание березитовых ассоциаций наблюдается в самой верхней части интрузива. Мы полагаем, что мощность этой зоны была значительнее по масштабам проявления, но процессами эрозии апикальная часть интрузива денудирована.

Для вычисления термобарометрических параметров гидротермально-метасоматических процессов, проявленных в позднебайосское время, а также для возможно более точного определения границ распространения березитовых и пропилитовых метасоматитов были использованы пробы минеральных агрегатов из трещин в габбро-долеритах.

Исследования трещинной тектоники позволили установить следующую закономерность: минерализация приурочена к определенным системам открытых трещин с азимутом падения 200–230° и углами падения 40–50°. В трещинах другого структурного положения минерализация отсутствует (тип закрытых трещин).

Для определения минеральных агрегатов были опробованы трещины всех четырех уровней горных выработок в карьере. Пробы были подготовлены согласно методике проведения рентгенофазового анализа. Затем были получены и проанализированы порошковые рентгенограммы для всех кристаллов минералов. Эксперимент проводили методом Гандольфи на монокристальном дифрактометре STOE IPDS II (Мо $K\alpha$ – излучение), оснащенного рентгеночувствительной пластиной с оптической памятью (Image Plate) кафедры кристаллографии геологического факультета СПбГУ и на порошковом дифрактометре Bruker D2 PHASER ресурсного центра рентген-дифракционных исследований СПбГУ.

По результатам рентгенофазового анализа определены минеральные виды, рентгенограммы которых сравнивались с эталонными значениями в базе данных Inorganic Crystal Structure Database. Кроме рентгенофазового анализа (РФА) все минеральные агрегаты были изучены на растровом электронном микроскопе (РЭМ) HITACHI TM3000 Tabletop Microscope.

Установлены следующие типы цеолитов: анальцим, гейландит, леонгардит, ломонтит, стильбит, вайракит. В трещинах апикальной части штока определен минерал-индикатор акантит.

Зависимость состава минералов из группы цеолитов от вариаций температур и парциального давления водных флюидов отражена на рисунке. На него нанесены точки состояния минеральных фаз согласно экспериментальным данным, полученным в работах [2, 7]. Выбор цеолитов как объекта для модельных исследований обусловлен их уникальными свойствами, а именно: селективными, ионообменными и адсорбционными.

Полученные результаты позволяют сделать определенный вывод: ассоциации цеолитов имеют развитие в габбро-долеритах ниже глубины 25 м от современной дневной поверхности. Выше этого уровня методами РФА цеолиты не установлены.

Данная группа минералов является одной из важных составляющих пропилитовых парагенезисов. Отсутствие Ca-Na цеолитов в апикальной части Первомайского массива может свидетельствовать о развитии в этой зоне исключительно кислотного метасоматоза. Важно, что наличие выявленной зональности подтверждает и микроскопическое изучение магматитов штока, в объеме которого наблюдается наложение березитовых минеральных парагенезисов на пропилитовые в интервале от 90 до 30-20 м.

Таким образом, цеолитовая минерализация в трещинах штока позволяет достаточно уверенно провести границу между двумя установленными метасоматическими фациями. Учитывая характер проявления гидротермально-метасоматических процессов в пределах Первомайского штока габбро-долеритов, можно сделать вывод о тектоногенной (постмагматической) природе пропилит-березитовых парагенезисов. Время образования гидротермалитов следует связывать с этапом поднятия территории, что, вероятней всего, происходило в позднеюрское время.

Приуроченность цеолитовых ассоциаций только к строго определённым системам открытых трещин (азимут падения 200–230°, угол падения 40–50°) подтверждает их тектоногенный характер.

Наиболее информативными минералогическими индикаторами физико-химических условий формирования эпигенетических процессов в пределах штока явились цеолиты – минералы из группы водных каркасных алюмосиликатов.



Рисунок. Положение трещинных цеолитовых ассоциаций Первомайского штока в *P*-*T* полях устойчивости [2, 7]

Авторы выражают благодарность Н.В. Платоновой, Е.Н. Перовой, С.В. Кашину, Э.М. Пинскому и В.В. Иваникову.

Литература

1. Мазарович О.А., Милеев В.С. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (Стратиграфия, кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования). М.: МГУ, 1989. 156 с.

2. Годовиков А.А. Минералогия, 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1983. 647 с.

3. Коржинский Д.С. Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. 215 с.

Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании.
Труды первой конференции по околорудному метасоматозу. М.: Недра, 1966. 379 с.

 Полевые практики в системе высшего профессионального образования. IV Международная конференция. Тезисы докладов. Симферополь: ДИАЙПИ. 2012. С. 12, 66–69, 72–80, 303.

6. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермальнометасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.

7. *Liou J.G., de Capitani C., Frey M.* Zeolite equilibria in the system $CaAl_2Si_2O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ // New Zeland Journal of Geology and Geophysics. 1991. V. 34. P. 293–301.

И.А. Савинский¹, В.Г. Владимиров^{1,2}

Купольная природа Чечекской гранитогнейсовой структуры (Иртышская сдвиговая зона, Восточный Казахстан)

Происхождение блоков глубокометаморфизованных пород, расположенных в пределах крупных тектонических зон, имеет первостепенное значение для расшифровки тектоно-метаморфической и геодинамической истории как самих глубинных разломов, так и региона, где они расположены.

Чечекская гранитогнейсовая структура расположена в юго-западном борту Иртышской сдвиговой зоны (ИСЗ), Это крупнейшая сутура Центрально-Азиатского складчатого пояса, отделяющая в своей северной части аккреционно-коллизионные образования Обь-Зайсанского палео-

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

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

бассейна от островодужных комплексов Рудного Алтая (окраина Сибирского континента) [1, 7].

В пределах Иртышской тектонической зоны широко распространены выходы глубокометаморфизованных пород [2, 3]. Они обособлены в виде крупных литопластин и блоков, заключенных в матрикс милонитов и бластомилонитов, уровень метаморфизма которых не превышает верхов зеленосланцевой фации. Чечекский блок (14*7 км) ограничен по периферии разломами, а гранитогнейсовая структура, расположенная в его центре, – бронируется Суровским габброидным массивом (прииртышский комплекс по [4]). Он представляет собой лополит, южные контакты которого погружаются на север с углами 40–50 градусов, а восточный и западный контакты – полого на восток. По данным бурения мощность чашеобразного габброидного тела достигает на севере 450 метров.

Породы, слагающие Чечекскую структуру, располагаются во внутренней части «подковы» габброидного тела неоднородны по составу и уровню метаморфизма, они относятся к группе гранитоидов и гранитоподобных пород (анатектитов), претерпевших реоморфизм и перекристаллизацию [5]. Морфологически Чечекская структура представляет собой овальное в плане тело с согласной или полусогласной куполовидной кровлей [5]. «Буферная» зона между гранитогнейсами и габброидами представлена меланократовыми роговиками, мигматизированными гнейсами и диатектитами. В северо-западном направлении породы сменяются низкотемпературными зелеными сланцами Иртышской зоны.

В рельефе Чечекская гранитогнейсовая структура имеет куполообразную форму. Она обеспечивается гранитогнейсами, имеющими пологое залегание и «бронирующими» склон. Чтобы проанализировать изменения в структурно-метаморфическом плане, происходящие при переходе от зеленосланцевых комплексов Иртышской сдвиговой зоны к Чечекской гранитогнейсовой структуре рассмотрено три участка вдоль осевой линии структуры.

В северо-западном обрамлении Чечекского блока среди слабометаморфизованных черносланцевых отложений такырской свиты обнажаются габброиды Уланского массива. В контактовом ореоле габброидного массива отмечаются хрупко-пластичные деформации со взбросовой кинематикой. При приближении к интрузиву можно наблюдать возрастание высокотемпературных микроструктурных и минеральных превращений, отражающих тепловое воздействие со стороны габброидов (ороговикование). Так, хрупко-пластические деформации сменяются вязко-пластичными, что сопровождается перекристаллизацией лейкосомы и кристаллизацией новообразованных более высокотемпературных минералов (Cord+And). При этом в монокристаллах кордиерита можно наблюдать синкинематические структуры вращения типа «снежный ком», а в зонах растяжения – кварцевые агрегаты без признаков волнистого погасания. Существование ассоциаций Qtz+Pl+Kfs+Bt+Mu+And в присутствии с кордиеритом (обр. КТ609) указывают на температуры более 600 градусов и давления менее 3 кбар. На удалении от Уланского габброидного массива в метаосадочных породах доминируют деформации сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой, характеризующиеся крутопадающими углами падения и северо-западными простираниями. Данный структурный стиль в черносланцевых толщах полностью отвечает стилю дислокаций, доминирующих в Иртышской сдвиговой зоне и сформировавшихся в периоды реактивации ИСЗ (~280 и ~260 млн лет) [7]. Таким образом, пространственная близость к Калба-Нарымскому разлому Иртышской сдвиговой зоны позволяет говорить, что левосдвиговые деформации в черносланцевой толще были более поздними по отношению к тектоническим движениям и процессам ороговикования, имевшим место при внедрении Уланского габброидного массива.

Под краевой частью Чечекской гранитогнейсовой структуры мы понимаем область перехода от гранитогнейсов, занимающих ее центральную часть, к сланцам и гнейсам обрамления. Здесь наблюдаются пологие структуры, сформировавшиеся в процессе межслоевого соскальзывания горизонтов биотит-роговообманковых гнейсов. Складки межслоевого скольжения сопровождаются вязким будинированием как более компетентных горизонтов Qtz-Pl-Hbl состава, так и достаточно пластичных существенно кварцевых прослоев. Наличие роговой обманки с плагиоклазом, двуслюдяные ассоциации указывают на условия метаморфизма, достигающие эпидот-амфиболитовой фации.

Центральная часть Чечекской гранитогнейсовой структуры включает в себя однородные породы, отвечающие по минеральному и химическому составу гранитоидам [5]. Наличие в породе граната, силлиманита (фибролита) и кордиерита указывают на их коровое (первично осадочное) происхождение.

Деформации пород либо отсутствуют, либо имеют пятнистый или послойный характер. В последнем случае они проявляются в виде структур течения в кварцевых лейкократовых прослоях и отвечают по кинематике взбросовым движениям. Наличие кварцевых гранобластовых и коронитовых структур вокруг граната, рудиментный характер деформаций указывают на продолжительный период теплового воздействия на породы, в процессе которого они подверглись перекристаллизации и частичному плавлению, а деформационные структуры были частично или полностью затушеваны.

Для оценки параметров метаморфизма проведены микрорентгеноспектральные исследования составов минералов (электронный микроанализатор «Сатевах-Місго», аналитик – Е.Н. Нигматулина). Расчет параметров метаморфизма пород выполнен с использованием ПО Thermocalc (v.3.21) (образцы Э-32, КТ642 и КТ609). Результаты расчетов свидетельствуют о том, что поле устойчивости парагенезиса Qtz+Pl+Kfs+Bt+Mu+Sil+Gr в гранитогнейсах Чечекской структуры находится в интервале: T = 665–720 °C, P = 4–6 кбар, что отвечает верхней границе амфиболитовой фации и условиям выплавления средне обводненных кислых расплавов.

Для пород центральной части Чечекской гранитогнейсовой структуры было проведено 40 Ar/³⁹Ar изотопное датирование (образец Э-32, биотит). В возрастном спектре биотита наблюдается хорошее плато с возрастом 312.3 ± 2.9 млн лет, что отвечает позднему карбону. Полученная датировка существенно древнее выделенных авторами ранее для бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны двух раннепермских тепловых импульсов, синхронных с деформациями сдвигового генезиса с левосторонней кинематикой: 283–276 и 272–265 млн лет [6]. Исходя из геологической ситуации (пространственная близость к габброидам Суровского массива, различия к характере деформаций и др.), датировка 312.3 ± 2.9 млн лет отвечает раннему этапу тектоно-магматической активности в пределах ИСЗ, синхронному с внедрением базитовых расплавов.

Выводы. С высокой долей вероятности можно говорить о купольной природе Чечекской гранитогнейсовой структуры, сформировавшейся путем диапирового всплывания в период тектонической активности Иртышской зоны: в рельефе она имеет отчетливо куполовидную форму; имеет признаки плавления и реоморфизма пород гранитоидного состава; отличается по характеру деформаций и уровню метаморфизма от вмещающих метаосадочных образований; окружено в обрамлении мигматитами и диатектитами, расположенными на более низких гипсометрических уровнях. Формирование купольной структуры сопровождалось вздыманием центральной гранитогнейсовой части и соскальзыванием верхних горизонтов и перекрывающих метаосадков в краевых частях. Исходя из геологической ситуации, происхождение Чечекского купола непосредственно связано с эпизодом внедрения и становления Суровского габброидного лополита, который обеспечил необходимый прогрев и проплавление вышележащих толщ, а после консолидации $(312.3 \pm 2.9 \text{ млн}$ лет назад) – бронирование и «защиту» от поздних (~280 и ~260 млн лет) масштабных сдвиговых деформаций вдоль Иртышской сдвиговой зоны. Это позволяет утверждать, что до рубежа 312 млн лет в пределах ИСЗ тектонические движения сдвигового генезиса отсутствовали. Иными словами, рубеж в 312 млн лет является верхней границей аккреционно-коллизионных событий, имевших место вдоль Иртышской сутуры при закрытии Обь-Зайсанского палеобассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП ОНЗ-10.3, ПФИ №77) и гранта РФФИ (проект № 12-05-31470).

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. №7-8. С. 8-28.

2. Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимова И.А. и др. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 61–74.

3. Владимиров В.Г. // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 731. Новосибирск: Наука, 1990. С. 24–39.

4. Кузебный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 166–195.

5. Марьин А.М. // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 52–72.

6. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. // Геохимия. 2001. №12. С. 1–15.

7. Шенгёр А.М. Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. №7-8. С. 41-58.

Д.Ф. Семенов¹

Этапы формирования мезозоид Сахалина

Сахалин располагается на окраине Тихого океана, и это во многом определяет круг проблем его геологического развития. В частности, важными вопросами являются такие, как существовал ли на его ны-

¹ Вологодский государственный педагогический университет, Вологда, Россия

нешней территории океан, если существовал, то в какое время и какой режим сменил океанические условия. Для ответа на эти вопросы воспользуемся методом дедукции (от общего к частному). В качестве наиболее общей модели примем гипотезу пульсирующей и расширяющейся Земли [1, 2], которая, на наш взгляд, удовлетворительнее других объ-ясняет имеющийся фактический материал по строению и развитию литосферы.

Согласно этой гипотезе в периоды расширения Земли литосфера трескается, формируются рифты, над ними образуются моря, по мере углубления которых возникают новые и расширяются ранее существовавшие океаны. Таким образом, глубоководным океаническим условиям предшествуют наземные и мелководные морские обстановки рифтовых зон. Важно подчеркнуть, что океаны занимают новое пространство в литосфере и на земной поверхности, образующееся при расширении Земли.

Океанические условия геологического прошлого устанавливаются (согласно принципу актуализма) по признакам, которые характерны для современных океанов. Это глубоководные отложения с малыми скоростями осадконакопления (обычны радиоляриты, океанические (высокомагнезиальные) базальты, рифовые известняки, образующиеся на склонах подводных вулканов). Офиолиты не могут служить основанием для реконструкции океанов, поскольку в сладчатых облас-тях они обычно бывают выколоты из верхней мантии во время орогенеза [3].

На Сахалине [4] наиболее древними, фаунистически охарактеризованными отложениями, являются породы новиковской свиты Тонино-Анивского полуострова, далдаганской серии Таулан-Армуданской гряды и житницкой свиты Восточно-Сахалинских гор. Все они имеют постепенные переходы в метаморфические комплексы сусунайской и вальзинской серий [5]. Океаническим образованиям полнее других соответствуют породы средней подсвиты новиковской свиты (районы возле устья р. Островки, мысов Юноны, Великан и Птичий, р. Знаменка на юге Сусунайского хребта). Подсвита представлена яшмами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, радиоляритами, базальтами с глыбами и обломками известняков, общей мощностью до 700 м. В известняках р. Островки В.К. Елисеева обнаружила фораминиферы позднепермского возраста, в кремнистых породах м. Юноны В.К. Гаврилов и Н.А. Соловьева – радиолярии среднего триаса – средней юры, в породах на р. Знаменке А.Е. Егоров – пермо-триасовые фораминиферы и радиолярии. Близкий состав имеют житницкая свита и нижняя часть далдаганской серии. В первой из них Ю.М. Ковтуновичем собрана позднепалеозойская фауна брахиопод и фораминифер, во второй В.К. Елисеевой – позднепермских фораминифер. Таким образом, океанический этап можно датировать временем с поздней перми до средней юры.

Породы нижней подсвиты новиковской свиты характеризуют доокеанический (рифтогенный) этап геологического развития. Нижняя часть подсвиты (р. Горбуша) сложена разнозернистыми граувакковыми песчаниками. Они обладают пунктирной слоистостью, созданной линзочками глинистого материала, в котором присутствуют растительные остатки. Такая структура песчаников указывает на их наземно-пресноводный (по-видимому, пойменный) генезис. Стратиграфически выше в подсвите появляются прослои алевролитов, глинистых сланцев и светлоокрашенных яшм, что свидетельствует об их морском генезисе. Фауны в породах нижней подсвиты новиковской свиты не обнаружено, но учитывая согласное залегание с породами средней подсвиты, можно предполагать их ранне-среднепермский возраст (соответственно и время доокеанического этапа).

Согласно принятой гипотезе периоды расширения Земли сменяются периодами ее сжатия, во время которых океаны сокращаются, на их окраинах условия становятся менее глубоководными. Соответственно, океанические отложения перекрываются толщами большой мощности и с большой скоростью осадконакопления, которые принято называть геосинклинальными. При дальнейшем сжатии литосферы геосинклинальные отложения сминаются в складки, метаморфизуются, выводятся из-под уровня моря и на месте геосинклинальных прогибов образуются складчатые области.

В рассматриваемом регионе смена расширения литосферы на умеренное ее сжатие, по-видимому, произошло в середине юры. На Сахалине к постокеаническим раннегеосинклинальным образованиям относятся остринская свита и нижняя подсвита хойской свиты набильской серии Восточно-Сахалинских гор и верхняя часть далдаганской серии Таулан-Армуданской гряды. В них переслаиваются терригенные породы с яшмами, кремнистыми сланцами, вулканитами основного состава, известняками (чаще хемогенными). Мощность этих отложений, содержащих радиолярии поздней юры – раннего мела, достигает 3000–4000 м. В олистолитах известняков нижней подсвиты хойской свиты В.О. Савицкий обнаружил кораллы позднеюрского возраста. Раннегеосинклинальными являются и отложения орлинской свиты п-ова Шмидта (верхняя юра – нижний мел) и самохинской свиты Западно-Сахалинских гор (нижний мел), а также верхней подсвиты новиковской подсвиты Тонино-Анивского п-ова, в которой Ю.Н. Тарасевич нашел раннемеловые тригонии.

Сходный состав имеют верхнемеловые образования Восточно-Сахалинских гор (верхняя подсвита хойской свиты и рымникская серия, состоящая из бога-тинской, ракитинской и березовской свит), общая мощность которых достигает 7000–8000 м. Они отражают условия материкового подножия. В Западно-Саха-линских горах верхний мел сложен терригенными породами общей мощностью до 5000–6000 м. Они характеризуют условия шельфа. На западных отрогах Восточно-Сахалинских гор закартирована верхнемеловая олистостромовая ивашкинская толща, которая, по-видимому, образовалась на материковом склоне. Согласное залегание верхнемеловых образований на нижнемеловых [4] дает основание для выделения единого геосинклинального этапа, продолжавшегося от поздней юры до позднего мела включительно. В этот этап сформировалась земная кора субокеанического типа. Западная граница океана располагалась восточнее современного Сахалина.

Наибольшее сжатие литосфера Сахалина испытала в начале палеогена, когда в восточной части острова, на месте геосинклинального прогиба, возникла складчатая область (мезозоиды) и образовались метаморфические комплексы вальзинской и сусунайской серий. Складчатая структура мезозоид была деформирована надвигами и сдвигами, по которым совмещались разновозрастные и разнородные блоки («террейны»). Началось формирование земной коры субконтинентального типа.

Литература

1. *Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизм Земли в фанерозое (проблема пульсации и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.

2. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана. М.: Недра, 1986. 191 с.

3. Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология. 1982. № 4. С. 3–6.

4. Семенов Д.Ф. Геологическая карта Сахалина. Масштаб 1: 500 000 (на англ. яз.). Объяснительная записка (на русск. и англ. яз.). Англия: ИНТЕРА, 1994.

5. Семенов Д.Ф. К вопросу о палеозойских образованиях Сахалина // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: изд. ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 276–287.

Новые данные по современным движениям земной коры Верхнего Приамурья

Территория Верхнего Приамурья принадлежит восточной окраине Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и представляет собой сочетание микроконтинентов и орогенных поясов. Мезозойская и кайнозойская история региона связана с коллизионными и аккреционными событиями глобального масштаба, в результате которых сформировался генетически разнородный ансамбль современных морфоструктур орогенного и платформенного ряда. Начало дезинтеграции ЦАСП обусловлено раздвиговыми левосторонними движениями, в процессе его коллизий с Северо-Азиатским кратоном. Коллизия четко вычленила Амурский геоблок с ярко выраженным северо-восточным и близмеридиональным простиранием структур. В центральной части блока в средней юре возникли вулканогенно-плутонические ореалы Большого Хингана, Ичунь-Юйцюаня и нижней Зеи, послужившие основой Восточно-Азиатского внутриконтинентального рифтогенного пояса [1]. Пояс представлен Суннэнь-Зейской системой впадин с устойчивым режимом прогибания, обрамленных с запада Большехингаским, с востока – Цзямусы-Буреинским, а с севера и юга – Янкано-Тукурингро-Джагдинским и Шара-Мурэнским горноскладчатыми сооружениями, восходящий режим которых сохранялся на протяжении всей истории существования бассейнов [3].

С началом неотектонического этапа движения земной коры на рассматриваемой территории были во многом связаны со смещениями по сдвиговым зонам Охотской плиты в южном, а Евразийской – в восточном направлениях. Движения способствовали формированию разрывов и зон повышенной проницаемости, служащих каналами для дегазации недр и разгрузки флюидов [4]. Активизировались также сейсмические процессы, широко проявленные на границах блоков, вдоль Монголо-Охотской систем глубинных разломов.

В пределах региона можно выделить зону современной деструкции литосферы [5], ось которой располагается в северной части площади и совпадает с группой субширотных разломов Становой зоны. Она представляет собой естественное продолжение северо-восточного сегмента зоны современной деструкции литосферы в Байкальской сейсмической

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия

зоне, но на более раннем этапе развития. Следует отметить и значительную роль пограничных движений вдоль Амурской литосферной плиты.

Геодезические наблюдения за современными движениями тектонических блоков земной коры на территории Верхнего Приамурья были начаты совместно с ИЗК СО РАН в 2001 году [2]. В 2007 году сотрудниками ИГиП ДВО РАН организован северный геодинамический полигон, который проходит от п. Ерофей-Павлович до г. Зея, от п. Магдагачи до п. Нагорный и насчитывает 14 реперных и 3 стационарных пункта наблюдений.

Серверный полигон ограничен в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш., и в субдолготном от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки STAN 124.86 в.д. 56.04 с.ш. Таким образом, сеть наблюдений позволяет изучить взаимодействие структур Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов и Аргуно-Мамынского массива Центрально-Азиатского орогенного пояса.

В результате измерений за период 2007–2011 гг. с использованием GPS технологий были получены новые данные о геодинамической активности разломно-блоковых структур Верхнего Приамурья и о скоростях их смещений. Установлено, что блоковые структуры имеют тенденцию к смещению преимущественно в ЮВВ направлении, со скоростями (в системе отсчета ITRF2008) от 23 до 42 мм/год (рис. 1).

Многолетние наблюдения за горизонтальными движения блоков относительно Амурской литосферной плиты показывают наличие смещения большинства из них в ЮЗ направлении. Полученные результаты подтверждаются смещениями пунктов (STAN, ANOS, DJEL, ZEYA) относительно Амурской плиты в том же направлении со средней скоростью 11 мм/год (рис. 2). Левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может свидетельствовать о продолжающихся горизонтальных перемещениях вдоль западного фланга Южно-Тукурингрского разлома.

Следует отметить и наличие локальных процессов. Скорость сближения пунктов TIND и KUVI (расстояние 30 км) составляет 13 мм/год, что указывает на возможную зону развития сдвиго-сбросовых процессов вдоль Гилюйского разлома, являющегося северной границей Тындинско-Зейской депрессии. Разнонаправленное движение и наибольшая разница в векторах между пунктами SOLO и DJEL (расстояние 40 км), а также дальнейшее увеличение скорости в пункте ANOS, дает возможность говорить о полном закрытии Монголо-Охотской складчатого поя-



Рис. 1. Направления движений и среднегодовые скорости постоянных и временных GPS пунктов наблюдений в системе ITRF2008 (мм/год). Справа – относительно Амурской плиты. Эллипсами показаны ошибки измерений в 95% доверительном интервале

са в районе 123 меридиана. Разница в скоростях указывает на довольно высокую современную активность перемещений тектонических блоков по Северо-Тукурингрскому, Джелтулакскому и Гилюйскому разломам.

Одним из подтверждений активизации неотектонических процессов на данной территории может служить Сковородинское землетрясение (M = 6.2; 14.10.2011 г.) с интенсивностью до 7 баллов по шкале MSK64. В то же время на расстоянии 117 км, в ближайшем пункте непрерывных GPS наблюдений пгт. Ерофей Павлович (EROF), не было зафиксировано косейсмических смещений земной поверхности и поверхностных волн, которые могли бы быть вызваны этим событием.



Рис. 2. Поле направлений и скоростей горизонтальных смещений GPS пунктов относительно Амурской плиты в мм/год. Эллипсами показаны ошибки измерений в 95% доверительном интервале

Полученные результаты наблюдений за современными движениями разломно-блоковых структур позволяют утверждать, что районы максимальной дисперсии векторного поля скоростей пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, границами блоков и узлами пересечения разрывных нарушений. Установлено, что скорости смещения блоковых структур могут достигать 40 мм/год.

На основе геодезических и сейсмологических данных установлено, что блоки, заключенные между Становой и Монголо-Охотской системами разломов, движутся преимущественно в ЮЗ направлении относи-

тельно предполагаемой Амурской литосферной плиты. Преобладающее левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может служить подтверждением существования буферной зоны сейсмоактивных структур, северная граница которой проходит по Олекмо-Становой сейсмическому поясу, а южная Монголо-Охотскому разлому.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что современная геодинамика блоковых структур восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса во многом определяется движениями, происходящими вдоль границы Евразийской и Амурской литосферных плит.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка под ред. Л.И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.

2. Мирошниченко А.И., Сорокин А.П., Саньков В.А., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Сорокина А.Т., Серов М.А., Панфилов Н.И. Космическая геодезия в задачах геодинамики: современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. №1. С. 73–81.

3. Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Серов М.А., Шерман С.И. Современная геодинамика блоковых структур восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (23–29 сентября 2012 г.). В 2-х т. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 183–186.

4. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. №1. С. 16–29.

5. Шерман С.И., Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Горбунова Е.А., Бормотов В.А. Новые данные об активных разломах и зонах современной деструкции литосферы Приамурья // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 5. С. 685–691.

Палео- и современное напряженное состояние складчатых областей Евразии

Основной задачей реконструкции тектонических напряжений является установление механизма формирования структур [1], определяемого способом приложения сил, тектоническими напряжениями, перемещениями, свойствами деформируемой среды.

Авторами проведена реконструкция палеонапряжений по векторам перемещений на зеркалах скольжения кинематическим [2] и катакластическим [5] методами, а в отдельных точках – методом анализа сопряженных сколовых трещин [1] в складчатых структурах северных частей Урала, Северо-Западного Кавказа, Северного Тянь-Шаня. Результаты тектонофизических исследований показали, что в большинстве перечисленных структур доминирует геодинамический режим горизонтального сжатия (взбросовый) с осью сжатия, ориентированной поперек складок, либо горизонтального сжатия со сдвигом, а ось растяжения часто субвертикальна. В районе Туапсинской поперечной флексурно-разломной зоны (СЗ Кавказ) преобладают обстановки горизонтального сдвига с субгоризонтальными осями сжатия и растяжения [4]. В пределах Семисамской антиклинали поле напряжений близко к сдвиговому с устойчивой субгоризонтально ориентированной на СЗ осью растяжения и небольшим преобладанием направлений промежуточной оси, ориентированной поперек антиклинали над ориентировками осей сжатия, также направленными поперек складки. Крутая ось сжатия на Кожимском гранито-гнейсовом куполе (Приполярный Урал), занимающем почти всю эту часть Урала, характеризует сбросовый режим с субгоризонтальной осью растяжения, расходящейся радиально от центра купола, которая становится круче к периферии. Субвертикальная ось сжатия в центре купола свидетельствует о продолжающемся воздымании купола в новейший этап, о чем свидетельствуют приуроченная к нему самая высокая на всем Урале г. Народа, а также выраженность купола в рельефе. Для гряды Чернышова – поднятия в Предуральском краевом прогибе, восстановлен сдвиговый геодинамический режим с осью сжатия,

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, тел. 8 495 25493 50, sim@ifz.ru

² Сибирское отделение РАН, Новосибирск

³ Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан, nelya@gdirc.ru
ориентированной вдоль оси структуры [12]. Для Северного Тянь-Шаня впервые с помощью метода определения регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках [11] восстановлены общие (усредненные) неотектонические напряжения, отличающиеся для поднятий и впадин – деформирование положительных структур в новейший этап происходит во взбросовом поле с горизонтальной меридиональной ориентацией оси сжатия и субвертикальной осью растяжения [14].

Для Чонкурчакской и запада Чуйской впадин восстановлен сбросовый (горизонтальное растяжение) геодинамический режим (рисунок).



Рисунок. Общие (усредненные) неотектонические напряжения Северного Тянь-Шаня: слева – для поднятий, справа – для впадин (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

1-6 – локальные оси главных нормальных напряжений: 1, 2 – минимальных – растяжения (1) и максимальных – сжатия (2) сжимающих для поднятий в породах палеозойского и для впадин – в породах мезозойского возраста; 3-4 – минимальных – растяжения (3) и максимальных – сжатия сжимающих для впадин в породах палеозойского возраста; 5-6 – минимальных – растяжения (5) и максимальных – сжатия (6) сжимающих в палеозойского возраста; в падины;

(с) сжимающих в налеозонских гранодноритах внутри топкурчакской владины, 7–9 – оси главных нормальных напряжений общего поля и плоскости их действия: минимальных – растяжения (7), промежуточных (8) и максимальных – сжатия (9) сжимающих; 10–13 – плоскости действия максимальных касательных напряжений: направле-ние перемещения в точке полюса (10); 11–13 – простирания и кинематические типы: 11 – взбросо-сдвиги и сдвиго-взбросы, 12 – взбросы, 13 – сбросы; 14–15 – конуса растяжения (14) и сжатия (15)

180

По полевым данным во всех трех складчатых областях выделены также отдельные участки с разным видом тензора напряжений локальных стресс-состояний, определяемым коэффициентом Лоде – Надаи [13, 14].

Для поднятий и впадин орогенных областей Северного Тянь-Шаня и Алтае-Саян по данным о механизмах очагов землетрясений установлен разный геодинамический тип напряженного состояния: сейсмичность во впадинах свидетельствует преимущественно о сбросовом режиме, а в поднятиях – взбросовом [6, 8]. Эти данные хорошо коррелируют с результатами расчетов деформаций на поверхности коры, полученными по данным GPS-геодезии, и с данными горного дела по замерам напряжений методами *in situ*.

Таким образом, восстановленные нами тектонические палеонапряжения для положительных и отрицательных структур Северного Тянь-Шаня по геодинамическому типу соответствуют современным. Соответствие палео-стресс-состояний современным наблюдается в палеозойских отложениях, вскрытых в бассейне р. Аксуу. Здесь в породах разного состава и возраста фиксируется обилие свежих трещин отрыва – свидетельств обстановки растяжения. Ближайшие сейсмологические данные для этого участка показывают также обстановку растяжения.

Вывод. Различные геодинамические режимы палеонапряжений, установленных в складчатых областях Северного, Приполярного, Полярного Урала, Северо-Западного Кавказа, Северного Тянь-Шаня, отражают особенность напряженного состояния складчатых областей. Современное напряженное состояние, изученное по данным о механизмах очагов землетрясений Тянь-Шаня и Алтае-Саян, показывает аналогичное палеонапряжениям распределение, т.е. различные геодинамические режимы и участки с разным видом тензора напряжений локальных стресс-состояний являются характерной особенностью складчатых областей. Соответственно, формирование складчатых структур происходит под влиянием не только дальнодействующих источников сил, но и из-за внутренних напряжений, например, остаточных от гравитационного напряженного состояния [3, 10] и внутренней неустойчивости слоисто-неоднородных сред в поле гравитационных напряжений [10].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-00234-а, 12-05-00550-а.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

2. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225, №3. С. 557–560.

3. Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Кулаков И.Ю. Геодинамика, поля напряжений и условия деформаций в различных геодинамических обстановках // Геология и геофизика. 2013. №4. С. 469–499.

4. Маринин А.В., Сайнто А. Сравнение результатов исследований палеонапряжений Северо-Западного Кавказа различными тектонофизическими методами // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 225–243.

5. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

6. *Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.:. Изд. ИФЗ РАН, 2008а. С. 431–466.

7. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтая и Саян до Чуйского землетрясения 2003 г. // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием. 18–24 сентября 2007 г., Иркутск. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН, 2007. С. 106–111.

8. *Ребецкий Ю.Л.* Особенности напряженного состояния внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. III-я Всерос. тектонофиз. конф., м-лы докл. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 43–60.

9. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Бишкекского геодинамического полигона по данным сети KNET // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тез. Докладов, Четвертый междунар. симпозиум, 15–20 июня 2008 г. Бишкек: Изд. Бишкек, МНИЦ-ГП, 2008. С. 378–381.

10. *Ребецкий Ю.Л.* Об одном неучтенном источнике энергии тектонических процессов. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. №1. Вып. 21. С. 132–137.

11. Сим Л.А. Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках. Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982. № 4. С. 35–40.

12. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

13. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Новейшее напряженное состояние Северного Тянь-Шаня // Совр. проблемы геодинамики и геоэкология внутриконтин. орогенов. Тез. докл. пятого Междунар. Симп. 19-24 июня 2011. Т. 2. Бишкек: МНИЦ, 2011. С. 87–90.

14. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.А., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Ш-я Всерос. тектонофиз. конф., м-лы докл. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 1. С. 236–240.

Особенности теплового режима литосферы складчатых поясов

Граница литосфера–астеносфера обычно определяется по пересечению кондуктивной геотермы литосферы с конвективной геотермой астеносферы, которая аппроксимируется адиабатой [1]. Из этого следует, что температура основания литосферы (T_L , °C) должна незначительно увеличиваться (~0.4 °C/км) с возрастанием толщины литосферы (H_L , км). Однако результаты нашей термобарометрии ксенолитов пород литосферной мантии в щелочных базальтах и кимберлитах показывают совершенно иные зависимости $T_L(H_L)$ как для океанической литосферы, так и для литосферы протерозой-фанерозойских складчатых поясов и архейских кратонов.

На основании ксенолитной термобарометрии с учётом сейсмических данных получены уравнения геотерм мантии Тихоокеанской плиты

$$T = 1185 - 60.7t^{1/2} + 1255t^{-1/2}P \tag{1}$$

и её толщины

$$H_{\rm L} = 12 + 8.7t^{1/2},\tag{2}$$

где T – температура в °С, P – давление в ГПа, t – возраст коры в млн лет, 70 $\leq t \leq 110$.

По уравнениям (1) и (2) между T_L и H_L в интервале $40 \le t \le 180$ млн лет существует сильная обратная линейная зависимость

$$T_{\rm L} = 1730 - 7.56H_{\rm L} \tag{3}$$

из-за более быстрого охлаждения океанической литосферы, чем нижележащей астеносферы. Тепловой поток из астеносферы через основание литосферы, называемый астеносферным тепловым потоком (q_A , мВт/м²), быстро уменьшается с охлаждением (утолщением) Тихоокеанской плиты согласно уравнению

$$H_{\rm L} = 12 + 356 K q_{\rm A}^{-1},\tag{4}$$

где K – коэффициент теплопроводности литосферной мантии в BT/(м·K), например, K = 3.5 BT/(м·K).

В верхнем слое океанической астеносферы градиент температуры гораздо больше адиабатического. Температура астеносферы достигает наивысших значений в центральной части её среднего слоя, которая движется от срединно-океанического хребта к континенту с наиболь-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

шей скоростью и отличается максимальной радиальной анизотропией скоростей P- и S-волн наряду с минимальными изотропными значениями скорости S-волн. Глубина самой горячей астеносферы увеличивается с возрастом вышележащей зрелой (t > 50 млн лет) коры Тихоокеанской плиты от 120 [2] – 130 [3] км до ~140 [2] – 150 [3, 4] км. Вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия она уменьшается до ~70–80 км [5, 6].

В областях сильно утонённой фанерозойской литосферы, относящихся к пассивным континентальным окраинам: северо-запад острова Шпицберген (четвертичные вулканы Сверрефьеллет, Хальвданпигген и Сигурдфьеллет), палеозойский каледонский складчатый пояс; зона Стоэлл (четвертичные вулканы), самая западная часть палеозойского Лакланского складчатого пояса на юго-востоке Австралии; раннемеловой рифт Анца (четвертичный вулкан Марсабит, Северная Кения), позднепротерозойский Мозамбикский складчатый пояс, – толщина литосферы ($H_L = 70, 80$ и 105 км соответственно) не превышает толщину Тихоокеанской плиты, и зависимости $T_L(H_L)$ и $H_L(q_A)$, рассчитанные, как и все последующие уравнения, методом наименьших квадратов (число измерений n = 3), подобны уравнениям (3) и (4)

$$T_{\rm L} (\pm 2 \,^{\circ}{\rm C}) = 1422 - 3.78 H_{\rm L} \,,$$
 (5)

$$H_{\rm L} (\pm 0.3 \text{ km}) = 22.7 + 1610 q_{\rm A}^{-1}.$$
 (6)

В уравнениях (5), (6) и далее в скобках дано стандартное отклонение функции.

Уравнения (5) и (6) не могут быть объяснены так, как уравнения (3) и (4), поскольку континентальная литосфера и астеносфера под ней охлаждаются очень медленно.

Литосферная плита перемещается потоком океанической астеносферы [7], поэтому под литосферу пассивной окраины континента погружается та часть океанической астеносферы, которая движется быстрее плиты, т.е. почти вся астеносфера, за исключением её самого нижнего слоя. В частности, поток астеносферы, охлаждённой под Атлантическим океаном, прослеживается на сейсмотомограммах под литосферой окраин африканских архейских кратонов (Каапваальского, Конго и Западно-Африканского) до глубин ~800 км [8] и ~600 [9, 10], ~1000 км [8] по повышенным скоростям P- и S-волн соответственно. Этот поток холоднее окружающей мантии на ~150 °C на глубине 350 км согласно бо́льшим на 1–2 % скоростям S-волн [9] и проходит переходную зону верхней мантии (410–660 км). Поэтому под западной окраиной Каапваальского кратона переходная зона на 20 км толще, чем под его центральной частью (район Кимберли) с самой толстой литосферой [11].

Под тонкой позднепротерозой-фанерозойской литосферой пассивной окраины субдуцирующая океаническая астеносфера находится на меньшей глубине, чем под толстой раннепротерозойской литосферой, и из неё поступает больше воды в клин континентальной астеносферы между основанием континентальной литосферы и кровлей океанической астеносферы. Уменьшение вязкости этого астеносферного клина за счёт привноса воды и других летучих компонентов усиливает в нём конвекцию и вызывает больший приток горячего вещества из нижней мантии, образующего астеносферу под континентом, а следовательно, увеличение q_A и T_L . Под очень тонкой (сильно утонённой субдукционной эрозией) континентальной литосферой астеносферного клина нет, и потому такая литосфера, подобно преддуговой литосфере активных континентальных окраин, характеризуется низкими значениями q_A и T_L .

Под литосферу активных окраин континентов погружаются океаническая литосфера и вся океаническая астеносфера с меньшим, чем в литосфере, содержанием воды. Из них обеих в астеносферный клин поступает гораздо больше воды, чем при дегидратации только океанической астеносферы. В результате в клине активной окраины температуры пород значительно выше, а температуры их плавления намного ниже, чем в клине пассивной окраины. Поэтому субдукция океанических литосферы и астеносферы, в отличие от субдукции только океанической астеносферы, вызывает плавление пород клина (перидотитов) и дуговой магматизм.

О нагреве астеносферного клина в задуговой области активной окраины можно судить по параметрам литосферы ($T_L = 1163 \,^{\circ}$ C, $H_L = 100 \,^{\circ}$ км, $q_A = 26.6 \,^{\circ}$ MBT/m²) плиоцен-четвертичного вулканического поля Пали-Аике, Южная Патагония, находящегося в ~400 км к северо-востоку от Чилийского жёлоба и в более чем 200 км от Андской Австральной вулканической зоны. По уравнениям (5) и (6) в этом районе патагонской задуговой области T_L и q_A больше ($\Delta T_L = 119 \,^{\circ}$ C, $\Delta q_A = 5.8 \,^{\circ}$ MBT/m²), чем при той же толщине литосферы в обстановке пассивной окраины. С учётом более низкого радиогенного корового теплового потока поля Пали-Аике, чем при выводе (5), $\Delta T_L > 119 \,^{\circ}$ C. Под вулканической дугой превышения ΔT_L и Δq_A ещё больше.

Под архейской континентальной литосферой, утонённой в раннепротерозойские эпохи складчатости до $H_{\rm L} = 165-175$ км (и потому с неалмазоносными вулканитами), которые давно примыкают к пассивным окраинам: северная окраина кратона Вайоминг, США (эоценовые кимберлитовые трубки Уильямс); канадская северная окраина кратона Рей (меловые кимберлитовые трубки острова Сомерсет); подвижный пояс Намаква, Южная Африка (меловые кимберлитовые трубки поля Гибеон); восточная окраина Танзанийского кратона (четвертичный вулкан Лашейн), – субдуцирующая океаническая астеносфера находится на столь больших глубинах, что её слабая дегидратация мало влияет на конвекцию в астеносферном клине. Астеносферный тепловой поток становится минимальным ($q_A = 10.0-11.0 \text{ мBt/m}^2$), как видно из общей зависимости $H_L(q_A)$ для литосферы протерозой-фанерозойских складчатых поясов (n = 7)

 $H_{\rm L} (\pm 3 \text{ km}) = 26 + 1530 q_{\rm A}^{-1} \qquad (70 \le H_{\rm L} \le 175 \text{ km}).$ (7)

Субдукция океанической астеносферы совсем не влияет на $T_{\rm L}$ и $H_{\rm L}$ мало утонённой литосферы архейских кратонов. Например, для Каапваальского кратона по данным термобарометрии ксенолитов и включений в алмазах из кимберлитовых трубок группы Кимберли, Фрэнк-Смит, Финш, Яхерсфонтейн и Северного Лесото

$$T_{\rm L} (\pm 35 \,^{\circ}{\rm C}) = 5.19 H_{\rm L},$$
 (8)

$$H_{\rm L}$$
 (±3 км) = 548–3510 $q_{\rm A}^{-1}$ (235 ≤ $H_{\rm L}$ ≤ 270 км). (9)

Согласно уравнениям (8) и (9) центральная и наиболее горячая часть восходящего потока из нижней мантии находится под самой толстой литосферой района Кимберли ($H_{\rm L} = 270$ км). Континентальная астеносфера, образуемая этим потоком, более истощена летучими и другими несовместимыми компонентами, чем океаническая астеносфера. Континентальная литосфера утолщается по мере охлаждения за счёт такой истощённой астеносферы. Она нарастает быстрее там, где значения $q_{\rm A}$ ниже, так что со временем уменьшается перепад толщины литосферы между архейским кратоном и граничащим с ним раннепротерозойским складчатым поясом.

Литература

1. *Jaupart C., Mareschal J.-C.* Heat flow and thermal structure of the lithosphere / Watts A.B. (ed.) // Treatise on geophysics. V. 6: Crust and lithosphere dynamics. Oxford: Elsevier, 2007. P. 217–251.

2. *Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Zhong S.-J.* Cooling history of the Pacific lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 226, № 1–2. P. 69–84.

3. Lekic V., Romanowicz B. Tectonic regionalization without a priori information: a cluster analysis of upper mantle tomography // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 308, $N_{\rm P}$ 1–2. P. 151–160.

4. *Nettles M., Dziewoński A.M.* Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № B2, B02303. P. 1–27.

5. *Yang Y., Forsyth D.W., Weeraratne D.S.* Seismic attenuation near the East Pacific Rise and the origin of the low-velocity zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258, № 1–2. P. 260–268.

6. Anderson D.L. Hawaii, boundary layers and ambient mantle – geophysical constraints // J. Petrol. 2011. V. 52, № 7–8. P. 1547–1577.

7. *Bird P., Liu Z., Rucker W.K.* Stresses that drive the plates from below: definitions, computational path, model optimization, and error analysis // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № B11, B11406. P. 1–32.

8. *Houser C., Masters G., Shearer P., Laske G.* Shear and compressional velocity models of the mantle from cluster analysis of long-period waveforms // Geophys. J. Int. 2008. V. 174, № 1. P. 195–212.

9. King S.D., Ritsema J. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons // Science. 2000. V. 290, № 5494. P. 1137–1140.

10. Ritsema J., Deuss A., van Heijst H.J., Woodhouse J.H. S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements // Geophys. J. Int. 2011. V. 184, № 3. P. 1223–1236.

11. *Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.* Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // Phys. Earth Planet. Int. 2002. V. 130, № 3–4. P. 235–251.

В.Н. Смирнов¹

Процессы горообразования в Верхоянско-Чукотской области в позднем мезозое и кайнозое

Верхоянско-Чукотская область горообразования – одна из крупнейших на северо-востоке Азии. Она занимает территорию, простирающуюся к востоку от pp. Лены, Алдана, Маи до Чукотского полуострова. Ее зарождение в позднеюрско-раннемеловое время связывается с коллизией Арктического и Сибирского континентов [1, 2]. Вследствие этого в ней были консолидированы разнородные структурные подразделения мезозоид, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках [1].

В конце мезозоя и в кайнозое большая часть Верхоянско-Чукотской области была преобразована последующими геодинамическими про-

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

цессами, в результате которых образовались различные по происхождению орогены. Лишь в ее северо-западной части имеют место горные сооружения, в рельефе которых унаследованы элементы протоорогенной (коллизионной) структуры. Это – Яно-Колымская система складчатых и складчато-глыбовых гор, морфоструктура которой полностью согласована с тектоническим планом мезозойских складчатых структур 1-го порядка [3].

В раннем мелу в процессе коллизии Удско-Мургальской вулканической дуги с юго-восточной континентальной окраиной Верхояно-Чукотского протоорогена сформировался надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Его структура в целом определялась подъемом магматических масс и компенсирующими опусканиями блоков земной коры, в связи с чем в его пределах господствовали структуры центрального типа [3]. В соответствии с этим создавались морфоструктура и рельеф поверхности Охотско-Чукотской орогенической системы. Основу ее морфоструктурного плана составляют 5 крупных изометричных сводово-глыбовых поднятий (мегасводов) поперечником 400-500 км [3, 4], которые образуют симметричную цепь горных сооружений. Центральным звеном этой горной цепи является Омолонский мегасвод, который удален на равное расстояние от юго-западного и северо-восточного флангов Охотско-Чукотской орогенической системы. По обе стороны от него симметрично расположены пары мегасводов, обладающих одинаковым строением: Верхне-Колымский и Юдомо-Охотский на юго-западе, Анюйский и Центрально-Чукотский – на северо-восто-ке [5]. Для морфоструктуры Охотско-Чукотской орогенической системы характерна согласованность со структурами вулканогенного пояса и дискордантность по отношению к складчатым структурам мезозоид.

К середине позднего мела в связи с прекращением субдукции на юго-западном фланге Охотско-Чукотской орогенической системы завершился этап надсубдукционного орогенеза, произошло снижение и выравнивание вулканического рельефа. В среднем кампане в этом регионе в геодинамических условиях растяжения господствовал режим рифтогенного горообразования. Произошли массовые излияния оливиновых базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов и андезитов (мыгдыкитская свита), изотопный возраст которых, определенный уран-свинцовым методом, равен 76,8±1,3 млн лет [6, 7]. Базальтовые толщи имеют субгоризонтальную подошву и с размывом и угловым несогласием перекрывают все предшествовавшие вулканогенные комплексы, образуя рельеф вулканических плато. Обширные реликты этого типа рельефа сохранились до настоящего времени на всем протяжении Охотско-Чукотского орогена. Некоторые исследователи [6, 8] ранее уже отмечали, что платобазальты, венчающие в ряде районов разрез вулканических накоплений, не имеют с Охотско-Чукотским поясом структурных и генетических связей. Они свидетельствуют о том, начался новый, рифтовый режим развития территории, который характеризовался ритмической сменой эпох растяжения и сжатия.

На рубеже палеоцена и эоцена в геодинамических условиях сжатия на юго-западном фланге Охотско-Чукотской орогенической системы возникли поднятия и активизировались региональные глубинные сдвиги субширотного и северо-восточного простирания. Свидетельством этой активизации является присутствие даек щелочных базальтов с мантийными включениями лерцолитов (сеймканская дайка). Изотопный возраст базальтов (по K-Ar) равен 54±1 млн лет, что соответствует началу эоцена [9].

Мощный рифтогенез произошел в эоцене в южной и восточной частях континентальной окраины Верхоянско-Чукотской области. К этому времени относится заложение и развитие крупных рифтогенных впадин Охотского моря и протяженной Тауйско-Тайгоносской кайнозойской рифтовой зоны. В них формировались мощные толщи терригенных отложений с базальными слоями конгломератов. Одновременно на больших площадях произошли излияния оливиновых, пироксеновых, анальцимовых базальтов (кытыймская свита), которые образовали рельеф вулканического плато. Обширные ареалы распространения базальтовых покровов присутствуют в современном рельефе в основном по периферии рифтовых впадин и частично в их пределах. Пространственное положение платобазальтов и впадин контролируется разломами широтного и северо-восточного простираний. Изотопные определения (К-Агметод) возраста базальтов показали даты 34, 36, 42 млн лет (средняя около 37 млн лет), что соответствует среднему эоцену [10].

В середине миоцена вновь возникли геодинамические условия сжатия, произошло затухание рифтогенного режима в Тауйско-Тайгоносской зоне, активизировалась система глубинных правосторонних сдвигов северо-восточного и субширотного простираний. Возникли малоамплитудные дифференцированные поднятия и локальные приразломные впадины. Со сдвигами связано внедрение лав оливиновых меланефелинитов, которые содержат многочисленные глубинные включения лерцолитов (вилигинский комплекс). Изотопный возраст экструзивных оливиновых меланефелинитов, определенный калий-аргоновым методом, 10,7–13,2 млн лет [11].

Изложенные материалы показывают, что в течение кайнозоя имела место определенная ритмичность изменения геодинамических режимов сжатия И растяжения. которая фиксируется как по геологогеоморфологическим признакам, так и по характеру и возрасту магматических проявлений. Выделяются 2 эпохи регионального растяжения среднекампанская (мыгдыкитская) – 77 млн лет и позднезоценовая (кытыймская) – 37 млн лет и 2 эпохи сжатия – раннеэоценовая (сеймканская) – 54 млн лет и среднемиоценовая (вилигинская) – 12 млн лет. Отмеченные эпохи тектоно-магматической активизации разделены эпохами тектонической стабилизации. Начала обеих пар ритмов разделены одинаковым промежутком времени, соответственно 40 и 42 млн лет. Ритмичность второго порядка в парах, между эпохами растяжения и сжатия также имеет примерно равные промежутки времени: между мыгдыкитской и сеймканской 23 млн лет, между кытыймской и вилигинской 25 млн лет [12].

Последняя эпоха орогенических движений в течение плиоцена-квартера определила новейшую морфоструктуру Верхоянско-Чукотской орогенической области. Характерной особенностью ее является то, что в отличие от этапов рифтогенного горообразования в позднем мелу и кайнозое, которое имело зональное распространение, восходящие дифференцированные движения новейшего этапа проявились на всем пространстве Верхоянско-Чукотской области и вовлекли в поднятия разных амплитуд не только горные морфоструктуры, но также и все впадины. Возникший неотектонический структурный план большей частью унаследован от предшествовавших этапов горообразования. При этом каждая из выделенных орогенических систем наследует план той геодинамической обстановки, в условиях которой она первоначально возникла.

Литература

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1:5000000). М.: ИЛ РАН, 1992. 54 с.

2. Соколов С.Д. Тектоника Восточной Арктики: проблемы и неопределенности // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 202–205.

3. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии: автореф. дисс. ... докт. геол. наук. М.: МГУ, 1995. 41 с.

4. Умитбаев Р.Б., Садовский А.И., Сидоров А.А., Смирнов В.Н. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области // Сов. геология. 1981. № 9. С. 77–88.

5. Смирнов В.Н. Верхоянско-Чукотская область новейшего горообразования: зональность и основные этапы формирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, №5. С. 610–620.

6. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.

7. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

8. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

9. Акинин В.В., Альшевский. Новое местонахождение щелочных базальтов с мантийными ксенолитами в Северном Приохотье (Сеймканская дайка) // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Материалы Дальневосточной региональной конференции. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 5–6.

10. Корольков В.Г. Государственная геологическая карта (новая серия). Масштаб 1:1000000. Карта дочетвертичных образований / Ред. М.Л. Гельман. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.

11. Акинин В.В., Anm Ю.Е. Позднекайнозойский щелочно-базитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 155–174.

12. Смирнов В.Н. Ритмичные изменения орогенического режима на Охотоморской конти-нентальной окраине в позднем мезозое и кайнозое // Геологическая среда, минерагеничекие и сейсмотектонические процессы: Материалы XVIII Международной научно-практической конференции. Воронеж: ИПЦ «Научная книга», 2012. С. 334–337.

В.А. Соловьев¹, Л.П. Соловьева¹

Концепция циклитовой модели структуры земной коры

Идея циклитовой модели структуры земной коры связана с именем М.В. Муратова, который ввел понятие «главные платформообразующие комплексы» [1, 2]. Циклиты – это разноранговые геологические тела, в которых наблюдается повторение одинаковых сочетаний составляющих их элементов: в минералах – химических элементов (элементарных ячеек), в породах – минералов (парагенезов), в формациях – пород (парагенераций), в земной коре – геологических (тектонических) комплексов [3].

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Занимаясь систематикой земной коры континентов [4] и переходных зон от континентов к океану [5], а последнее время тектоникой Черноморско-Каспий-ского региона [6–8], нам удалось развить идею циклитовой структуры земной коры и обосновать существование третьего циклита, отвечающего новому типу платформ – юным платформам. Циклитовая модель слоистой структуры земной коры представлена в таблице, отражающей соотношение площадного (по горизонтали) и объемного (по вертикали) районирования. Элементами площадного районирования выступают континентальные, переходные и океанические области. Континенты слагаются областями складчатости (щитами) от архейских до кайнозойских и областями чехлов (плит) древних и молодых платформ. Зоны перехода включают плиты окраинных морей, островные дуги и желоба. Океанические области представлены подвижными океаническими поясами (георифтогеналями) и океаническими плитами (таласопленами).

Элементами объемного районирования выступают геологические (тектонические) комплексы, среди которых четко обособляются трехчленные ритмы (циклы) – главные платформообразующие комплексы [1, 2]. В стратиграфической последовательности главные комплексы непрерывно сменяют друг друга, образуя разнотипные платформы (древние, молодые и юные). Самостоятельность древних платформ обосновал Н.С. Шатский и М.В. Муратов, а молодых – А.Л. Яншин и Р.Г. Гарецкий. Развивая идеи о платформах как главных структурных элементах земной коры, нам удалось доказать и самостоятельность юных платформ. Комплексы, располагающиеся под главными – это комплексы основания (фундамент платформ), а над главными – эпиплатформенные комплексы, которые в отличие от главных залегают со стратиграфическими перерывами. Комплексы основания и эпиплатформенные комплексы – это комплексы соседствующих платформ, между которыми располагаются краевые (пограничные) структуры, представленные краевыми массивами, краевыми швами, периплатформенными и краевыми прогибами [9].

Представленная циклитовая модель позволяет предполагать существование в слоистой структуре ещё архейских (протоплатформ) и современных (океанических) платформ (в табл. отмечены серым цветом). Исходя из циклитовой модели, можно также предположить, что по своей тектонической природе зоны Беньофа являются современными краевыми прогибами, а глубоководные желоба – современными периплатформенными прогибами, которые по простиранию переходят в современные краевые прогибы. Циклитовая модель слоистой структуры земной коры

						-											
TEKTOHIY4ECKHE O&JACTH	ические	тигл хихээринбэхО	Талассо- плитные	генальные	еосинкли- ьные												
	зоны перехода Океан	-бэхо хынжияг,оП возвол хихээрин		Георифтс	Талассог												
		эмигинестоП	Жело- ба	гчкал	оно оки	ьинеd	Пог	Зоны Беньофа									
		и хиннигдээ тиглэг Плит окранинал	-но	ничс -намофлан-			oporciuite	синклинальные	итномеднуф								Γ.
	КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ	и хихэйосоеэМ хихэйосонйви йэтээтврдегжэ	זיוק	О			Главшы	Главные гео		в	ЧНВ	вонзо	19 0	<u>с</u> хаси	ком		Γ.
		олиминатоП					Красвые прогибы	19	 Периплат- форменные прогибы 	o ər	E KpacBide	ограни	ц	Краевые массивы			
		тилл хыдогоМ	تّ بەرە	ннэжde	эфцегии	n€ E			Главные плитные	porennue	геосинкли-		PI J	ц нож	егнх	Φ	Γ_0
		Байкальских, кале- донских и герцин- ских складчатостей		ora	nnəwdoq	pretun	ő			Главные о	Главные пальные		RNIIGO	ت ۱ סכווס	шекер	ком	Γ_0
		пограничные								Красвыс прогибы	PI	е Перикра- с тонные прогибы	5 a M	т Красвык т швы	пвал	оц	Краевые массивы
		тигл хинвэфД	ť	PIC	ннэжа	É do¢ı	eru	ип€	Ц			Главные плитные	poreimac	нклинальные	1911	нэмери	°_ Ge
		хияэйогодэтодП йэтээтврудгая		очино		κdo	фтв1 0	, шип 1	c	ō			L'abilide o	Главные геосн	FIG BI	виневонос сомплексы	
		ЭмининатюП															
		тилюторП													Прото- плитные	рогенные	жинкли-
		Архейских Кратостей														Протос	Протоге
	0	 П – плитине О – орогеникланальны Г – геосинклинальны 	1	04	Γ.	ŝ	03	Γ3	П3	02	Γ2	Ē	ō	Ľ	Π	00	Γ_{θ}
	ыкэ	Пагформенные сист	Современные			онно			эндолоМ			энняэдД,			энхэйэхqA		

Напрашивается вопрос, а не являются ли структуры континентов и океанов однотипными? Думается, что ответ можно дать после проведения решающего эксперимента с глубоководным бурением – пройти базальтовый покров в океане и выяснить, что же залегает под ним. Не исключено, что, так же как и под траппами на континентах, там могут оказаться платформенные комплексы [10, 11].

Литература

1. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. №6. С. 3–22.

Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1965. №1. С. 3–15.

3. Фролов В.Т. Циклы везде и всегда // Общая теория цикла: проблемы методологии: Матер. конференции. Ставрополь, 1999. С. 40–46.

4. Соловьев В.А. Тектоника континентов. Хабаровск: Наука, 1975. 365 с.

5. Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. и др. Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры // Вопросы общей и теоретической тектоники: сборник. Хабаровск: Наука, 1974. С. 5–15.

6. Соловьев В.А., Бондаренко Н.А., Дембицкий С.И. Систематика пограничных структур земной коры как основа поиска новых нефтегазоносных объектов (на примере Азово-Черноморско-Каспийского региона) // Проблемы геологии и освоения недр юга России: Тез. докл. Ростов н\Д: ЮНЦ РАН, 2006. С. 69–71.

7. Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность. Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.

8. Попков ВИ., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Тектонический принцип районирования нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. №7. С. 4–10.

9. Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 210 с.

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

Псевдофундамент в структуре складчатых систем

Понятия фундамент и чехол относятся к числу наиболее употребляемых в геологии. Фундаментом мы называем нижний комплекс, по ряду признаков отличающийся от верхнего, чехольного, более молодого комплекса и отделенный от него структурно-стратиграфическим, а часто и метаморфическим несогласием. Эти два типа комплексов легко опознаются в платформенных и квазиплатформенных структурах. Но задача их распознания становится непростой в складчатых системах, испытавших более чем один эпизод метаморфизма или зональный метаморфизм.

С нарастанием его степени происходит усложнение структуры и формирование детачмента на границе разных зон, инфра- и супраструктуры. Дискуссии на эту тему ведутся вокруг ильменогорского комплекса Урала, музкольского комплекса Памира, осевой зоны Пиренеев и др. Подобная дискуссия много десятилетий шла и на Северном Кавказе, в частности, на западе его Передового хребта, где под осадочно-вулканогенным урупским комплексом силура – нижнего карбона находится блыбский метаморфический комплекс. Многие авторы считали, что эти два комплекса охвачены единой метаморфической зональностью, т.е. являются инфра- и супраструктурой. Предложенные позже альтернативные взгляды рассматривают блыбский комплекс как протерозойский фундамент урупского и рисуют на их контакте структурно-стратиграфическое несогласие или поверхность пологого срыва.

Наши наблюдения показали ошибочность этих представлений. Блыбский и урупский комплексы резко различаются по литологическим и петрологическим характеристикам. Блыбский является высокобарным (до 17 кбар по эклогитам и до 8 кбар по гранатовым амфиболитам) и в основе когерентным: тела эклогитов и гранатовых амфиболитов являются здесь частью разреза, а не экзотическими включениями, поскольку вмещающие эклогиты породы также несут четкие признаки высоких давлений. В состав блыбского комплекса входят значительные объемы апогранитоидных ортогнейсов и ультрамафитов, присутствуют кислые метакластиты. А урупский комплекс типично низкобарический и не содержит перечисленных выше типов пород. Детрит метаморфитов появляется лишь в верхней части его разреза, в нижнем карбоне. Особенно показательно резкое исчезновение ультрамафитов после перехода через

¹ ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

тектоническую границу комплексов. Контакт между ними отмечен появлением бластомилонитов по кристаллическим сланцам. Все эти наблюдения на первый взгляд позволяют принять вторую модель строения Блыбского выступа, т.е. модель детачмента. Но в таком случае блыбский комплекс должен быть древнее урупского, а в последнем должны наблюдаться продукты размыва кристаллических пород. Таких продуктов нам не удалось обнаружить. Что касается возраста, то многочисленные К-Аг датировки по слюдам показали интервал 370-320 млн лет, Lu-Hf метод, по А.Л. Перчуку, дал максимальное значение 322±14 млн лет, Ar-Ar по фенгиту – 303 млн лет. U-Pb определения по магматическим и детритовым цирконам с использованием классической, SHRIMP и лазерной техники дали следующие результаты. Цирконы из ортогнейсов – от 400 и 363 до 323 млн лет; детритовые цирконы показали бимодальное распределение возрастов – небольшая часть значений соответствует позднему архею – среднему протерозою, основная масса (около 80 измерений) дала значения от позднего неопротерозоя и венда до позднего девона (датирование выполнено в разное время Л.М. Натаповым, Е.А. Белоусовой и А. Кренером). Особенно важным является четкий позднедевонский кластер (370-361 млн лет), полученный по трем пробам цирконов из метакластитов. По узким оторочкам на цирконах выявлены датировки порядка 330 млн лет, отражающие возраст метаморфизма. Как можно видеть, возраст протолитов блыбского комплекса почти совпадает с возрастом урупского (420-320 млн лет). Это значит, что комплексы тектонически совмещены при горизонтальных перемещениях, и урупский представляет собой аллохтон, а блыбский – его тектоническую подложку, или псевдофундамент. Аллохтон, судя по его фрагментам на юге Передового хребта, занимал всю эту зону и мог располагаться даже в Главном хребте, тем более что здесь известен лабинский метаморфический комплекс, литологически, особенно в его верхней части, сходный с урупским комплексом. Таким образом, величина смещения урупского аллохтона может быть весьма значительна.

Четкие признаки присутствия псевдофундамента имеются и в восточной части зоны Передового хребта, к северу от Эльбруса. Разрез зоны здесь представлен неметаморфизованными вулканитами девона, прорванными плейстоценовыми дацитами. Последние содержит многочисленные ксенолиты разнообразного состава, среди которых различаются девонские эффузивы, низкобарические силлиманит-андалузитовые кристаллические сланцы и двуполевошпатовые граниты. Эти кристаллические породы типичны для северной (Эльбрусской) подзоны Главного хребта, где их возраст с помощью U-Pb датирования уверенно определен как позднепалеозойский [1]. Следовательно, эти породы моложе вышележащих более древних, но слабо измененных образований. Таким образом, псевдофундамент Передового хребта резко гетерогенен – на западе Передового хребта он высокобарический, на востоке – низкобарический, иначе говоря, сам состоит, по меньшей мере, из двух разнородных террейнов.

Комплексы псевдофундамента выявляются и в других складчатых системах. По-видимому, именно такой комплекс составляют высокобарные гранулиты и эклогиты обширного Богемского массива Центральной Европы. До недавнего времени массив считался выступом архейского основания, трансгрессивно перекрытого неметаморфизованным «баррандовым» палеозоем (кембрий–девон). Однако изотопное датирование [3] по циркону, сотни измерений, показали средний возраст регионального метаморфизма около 340 млн лет, т. е. начало визейского века.

Существование структур, включающих псевдофундамент, имеет важное значение. При бурении и геофизических работах глубокометаморфизованные породы, залегающие ниже слабоизмененных, автоматически воспринимаются как их фундамент еще до того, как проведено их петрологическое и геохронологическое исследование. Опасность большой ошибки здесь достаточно велика, поэтому такие исследования представляются необходимыми.

Литература

1. Somin M.L. // Turkish J. Earth Sc. 2011. V. 20. P. 545-610.

2. Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я, Смульская А.И. // Докл. РАН. 2009. Вып. 428. С. 368–370.

3. Kroener A., Wilner A. // Contr. Miner. Petrol. 1998. V. 132. P. 1-20.

Первые свидетельства проявления неопротерозойского гранитоидного магматизма в пределах Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

В пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса обособляется целая серия континентальных массивов (террейнов, супертеррейнов) наиболее крупными среди которых являются Аргунский, Буреинский (Туранский), Малохинганский (Цзямусинский), Ханкайский [1, 2 и др.]. В "основании" этих террейнов обычно выделяются условно раннедокембрийские метаморфические комплексы [2-5 и др.]. Однако в последние годы на примере гонжинской серии Аргунского супертеррейна, амурской серии Малохинганского террейна, иманской серии Ханкайского массива показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологической истории [6-9]. Эти данные ставят под сомнение существующие представления о наличии раннедокембрийских комплексов в "основании" указанных выше террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

К следующему структурному звену в строении континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в существующих схемах корреляции геологических комплексов [3–5] относятся условно позднепротерозойские преимущественно терригенные (с подчиненным значением вулканитов и мраморов) и кембрийские терригенно-карбонатные образования. Кроме того, к этому же уровню условно отнесены преимущественно гранитоидные нятыгранский и кивилийский комплексы, для которых вплоть до недавнего времени отсутствовали геохронологические данные.

С учетом упомянутых выше данных [6–9], вероятно, именно позднедокембрийские комплексы могут рассматриваться в качестве наиболее древних образований континентальных массивов восточной части Цен-

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург, Россия

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия



Диаграмма с конкордией для циркона из гнейсовидного гранита нятыгранского комплекса (обр. С-1191)

трально-Азиатского складчатого пояса и, в этой связи, имеют ключевое значение для геодинамических реконструкций. В данной работе приведены результаты исследований гранитоидов нятыгранского комплекса.

Интрузии нятыгранского комплекса слагают как значительные по площади массивы (до 40 км²), так и небольшие тела мощностью первые сотни метров. В составе комплекса объединяются габбро, габбро-диориты, гранодиориты, граниты с отчетливо выраженной гнейсовидностью. Нами было исследовано тело гранитов мощностью 500–600 м, представленное в береговых обнажениях р. Буреи в центральной части одноименного террейна. Эти породы прорывают условно нижнепротерозойские слюдяные сланцы, кварциты нятыгранской свиты и вместе с ними участвуют в более поздних складчатых образованиях.

Для геохронологических исследований был использован образец гнейсовидного гранита (обр. С-1191). Циркон, выделенный из этого образца представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными со стеклянным блеском трещиноватыми кристаллами светло-коричневого цвета дипирамидально-призмати-ческой формы. Основными элементами огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Поверхности граней кристаллов ровные, ребра четкие. Для внутреннего строения циркона характерно присутствие твердофазных и газовожидких включений. В режиме катодолюминесценции в большинстве зерен наблюдается четкая "тонкая" зональность роста. Размер зерен циркона изменяется от 100 до 50 µm; Кудл. = 1.5-2.0. Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы четыре навески циркона. Точки их изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 933±8 млн лет (СКВО=0.035), а нижнее - 60±56 млн лет (рис.). Морфологические особенности изученного циркона, позволяют сделать вывод об его магматическом происхождении, и соответственно интерпретировать полученную для него оценку возраста 933±8 млн лет как возраст кристаллизации гранитов.

Полученные результаты являются первым геохронологическим свидетельством проявления неопротерозойского гранитоидного магматизма в пределах Буреинского террейна. При этом важно отметить, что данные гранитоиды имеют Nd модельный возраст близкий к геологическому ($t_{Nd(DM)} = 0.9$ млрд лет) и $eps_{Nd}(t) = +8.2...+8.6$. Это позволяет рассматривать их как индикаторы формирования неопротерозойской континентальной коры.

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий 1 : 2500000. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1999.

4. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.

5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.

6. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусникого супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 637–640.

7. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.

8. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. РАН. 2010. Т. 434. №2. С. 212–215.

9. *Wilde S.A., Wu Fuyuan, Zhang Xingzhou*. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 311–327.

А.Л. Стром¹

Кальдерообразные провалы на сводах новейших антиклиналей – геоморфологическое проявление тектонической расслоенности литосферы

Концепция тектонической расслоенности литосферы, предложенная А.В. Пейве [1, 2], базируется, преимущественно, на глобальных геофизических и сейсмологических данных и применяется для объяснения эволюции крупнейших тектонических структур. При проведении палеосейсмологических исследований в Центральном Тянь-Шане, на правобережье р. Нарын в верховьях ручьев Кызылкель и Джузумдыбулак были обнаружены необычные геоморфологические образования – два кальдерообразных провала на сводах новейших антиклиналей, которые могут отражать процессы, обусловленные тектонической расслоенностью верхней части земной коры в областях новейшего горообразования.

Крупнейшая и наиболее выразительная дислокация Кызылкель представляет собой ромбовидную в плане котловину на своде новейшей антиклинали размером 2×3 км и глубиной от 400 до 700 метров. Ранее она была описана Л.Н. Орловым [3], который, отметив "провальный" характер дислокации, и предположив, что она является палеосейсмо-

¹ ЦСГНЭО – филиал ОАО "Институт Гидропроект", Москва, Россия

дислокацией, не предложил, однако, конкретного механизма формирования такого провала.

Днище котловины, объем которой составляет примерно 3 км³, ровное, наклонено в южном направлении, Борта крутые, в северной части осложнены обвалами и срезают мелкие формы рельефа, сформировавшиеся на своде новейшей антиклинали гор Санташ до образования котловины. Южный борт котловины прорезан долиной ручья Кызылкель, который размыл часть днища, вынеся примерно 50×10⁶ м³ горных пород (рис. 1).

В геологическом отношении горы Санташ представляют собой новейшую антиклинальную складку, сложенную интенсивно дислоцированными глинистыми сланцами ордовика, прорванными ордовикскими гранитами и перекрытыми красноцветными песчаниками и конгломератами Дунгурминской свиты карбона (см. рис. 1). Последние слагают исключительно северную часть бортов котловины, в то время как южный борт, прорезанный долиной руч. Кызылкель, сложен зеленоватосерыми сланцами и интрузиями кислого и основного состава. При этом нижняя часть бортов долины на высоту в несколько десятков метров покрыта примазками красноцветного пролювия, а выше присутствуют только осыпные отложения, сложенные обломками зеленовато-серых сланцев. Это указывает на то, что изначально котловина была замкнута, и ее южный борт был прорезан ручьем позже вследствие попятной эрозии и, возможно, прорыва воды из котловины. Каких-либо молодых, выраженных в рельефе разрывов, которые можно было бы проследить за пределы котловины, не обнаружено.

Новейшая складка, образующая горы Санташ, представляет собой брахиантиклиналь размером примерно 30×10 км и высотой около 2 км. Севернее она смыкается с новейшей синклинальной складкой, соответствующей Толукской межгорной впадине, а с юга надвинута на Минкуш-Кокомеренский рамповый грабен – крупную новейшую межгорную впадину, зажатую между двумя встречными надвигами и сложенную неогеновыми отложениями [4] (рис. 2).

Вторая дислокация – котловина Джузумдыбулак, располагается примерно в 30 км западнее, на своде соседней антиклинали. Эта котловина существенно меньше (примерно 0.12 км³), менее выразительна и целиком располагается в пределах крупного гранитного массива.

Эрозионное, вулканическое или метеоритное (астроблема) происхождение котловин исключено. Учитывая состав пород, слагающих новейшие антиклинали (метаморфизованные глинистые сланцы, граниты), нет оснований рассматривать описанные котловины, как карстовые об-



Рис. 1. Схематический геолого-геоморфологический разрез через котловину Кызылкель. РZ – комплекс палеозойских отложений, дислоцированных в каледонскую фазу тектогенеза и прорванных интузивными телами; C₁ – красноцветные песчаники и конгломераты Дунгарминской свиты карбона



Рис. 2. Предполагаемая схема формирования кальдерообразных провалов на сводах новейших антиклиналей. Субгоризонтальная пунктиная линия – поверхность срыва в верхней части земной коры; заштрихованная область – полость (зона разуплотнения) в ядре антиклинали; черные горизонтальные стрелки – направление сжатия; серые вертикальные стрелки – последовательные стадии обрушения свода полости; большая стрелка – завершающая стадия обрушения. Соотношение вертикального и горизонтального масштаба 1:1

разования. Отсутствие сопоставимых по возрасту разрывов, выходящих за пределы котловин, исключает их интерпретацию, как структур типа

pull-apart. Не удается объяснить их образование и как результат растяжения в своде антиклинали, образующейся в результате продольного изгиба. Во-первых, котловины имеют изометричную в плане форму и не образуют грабены, вытянутые вдоль шарнира складки. Во-вторых, в случае дислокации Кызылкель очевидно, что она образовалась не постепенно, в ходе формирования хребта-антиклинали, а в результате катастрофического провала части свода, на котором успел сформироваться эрозионный рельеф.

Таким образом, для того, чтобы объяснить происхождение описываемых кальдерообразных котловин, необходимо найти место в недрах, способное вместить сотни миллионов и миллиарды кубометров "исчезнувших" горных пород. Единственным известным нам аналогом описывемых дислокаций является так называемая "структура Битут" образовавшаяся в эпицентральной зоне катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. с магнитудой 8.2 [5]. Ее размеры близки к размерам котловины Джузумдыбулак и примерно на порядок (если говорить об объеме) уступают дислокации Кызылкель. С учетом размеров последней, механизм образования структуры Битут, предложенный в работе [5], не может быть применен для объяснения генезиса дислокации Кызылкель.

Предполагается, что описанные "провалы" могли образоваться в результате отслаивания верхней части жесткой коры мощностью в несколько километров от нижележащих горизонтов в ходе складкообразования и последующего обрушения свода антиклинали в образовавшуюся полость [6]. Это согласуется с развиваемой в настоящее моделью формирования новейшей структуры Тянь-Шаня под действием поперечного сжатия и при определяющей роли движений по надвигам, выполаживающимся с глубиной [7–10] (см. рис. 2). Предлагаемый механизм объясняет как дефицит пространства, возникающий при формировании кальдерообразных провалов, так и временную последовательность в развитии рельефа этих участков: складкообразование и формирование хребтов-антиклиналей — формирование эрозионного рельефа на своде антиклинали — образование провала на своде.

Что касается связи описанных провалов с сильными землетрясениями прошлого, она весьма вероятна, учитывая генезис вышеупомянутого аналога – структуры Битут. Однако оценивать магнитуду этих землетрясений по таким дислокациям некорректно. Для этого необходим комплексный анализ дислокаций различных типов, широко развитых в исследуемой части Тянь-Шаня.

Литература

1. Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3–13.

2. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.

3. *Орлов Л.Н.* О конематике и динамике шарьяжей на границе Северного и Срединного Тянь-Шаня // Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980. С. 50–59.

4. Садыбакасов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116 с.

5. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

6. *Strom A., Groshev M.* Mysteries of rock masses destruction. Rock mechanics: new research. New York: Nova Science publishers, Inc., 2009. P. 211–231.

7. Абдрахматов К.Е., Томсон С., Уилдон Р. Активная тектоника Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2007. 71 с.

8. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.

9. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.

10. *Абдрахматов К.Е.* Внутриконтинентальное горообразование и сейсмическая опасность (на примере Тянь-Шаня). Бишкек: Инстанат, 2013. 119 с.

А.А. Суфиев, А.Б. Морозова¹

Характер и особенности метасоматических образований, изученных в пределах Джидаирского массива и его рамы (Крымский учебный полигон)

При геологическом картировании существенное значение имеет выявление геологической позиции и генетических особенностей метасоматических образований. Это важно потому, что большинство метасоматитов представляют собой рудоносные породы, а метасоматизм наиболее полно отражает общие свойства и специфику эволюции магматогенных гидротермальных растворов [1].

¹ Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия

Джидаирский интрузив является гипабиссальным образованием, который проявлен в незначительном эрозионном срезе. Это подтверждают полученные петрографические и петрохимические характеристики [2, 3].

Петрографические исследования пород Джидаирской интрузии, а также пород обрамления позволили установить в пределах их распространения наличие двух типов гидротермалитов: пропилитов и березитов.

Развитие метасоматитов подчиняется двум фундаментальным закономерностям гидротермально-метасоматической деятельности: щелочно-кислотной эволюции и регрессивной (в термодинамическом смысле) направленности процесса [4].

Новообразованные минеральные парагенезисы пропилитов представляют собой ассоциацию следующих минералов: хлорит + серицит + карбонат + альбит, реже – эпидот, биотит и цеолит. Из рудных – присутствует магнетит, титаномагнетит и ильменит.

Березитовые парагенезисы образованы такими минералами как: кварц + серицит + карбонат + хлорит + сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит). Доля кварца всегда меньше, чем серицита и карбоната. Метасоматические изменения обоих типов имеют определенную зональность – пропилитовые фации приурочены преимущественно к краевым частям Джидаирского массива, а березитовые – к центральным и апикальным. Степень метасоматических изменений варьирует от 5 до 70% в интрузивных породах, а во вмещающих не превышает 10 % объема породы.

Исследования шлифов позволяют сделать вывод, что кислотные парагенезисы разрастаются, замещая пропилитовые зоны, хотя и формируются одновременно в смежных зонах метасоматоза. Пропилиты и березиты образуют сопряженные в пространстве и времени производные единого эволюционирующего гидротермального процесса [4]. Таким образом, пропилиты окружают березитовые зоны и подстилают их.

Результаты исследований аншлифов из зон гидротермалитов, позволили установить три стадии последовательной рудной минерализации. А характер рудных зерен и их взаимоотношения явились основанием для установления последовательности кристаллизации минералов в объеме каждой стадии.

Первая стадия минералообразования – оксидная с образованием магнетита, титаномагнетита, ильменита и хромита. Образование этих минералов происходило, по нашим наблюдениям, практически одновременно. Вторая стадия – сульфидная, представлена последовательно кристаллизовавшимися пиритом – халькопиритом – пирротином – сфалеритом. И третья стадия – гипергенная, с ней связано образование лейкоксена и гидроокислов железа (гематита). При наведении компаса на

некоторые аншлифы диоритовых порфиритов наблюдалось отклонение стрелки. Вероятно, это вызвано остаточной намагниченностью магнетита и наличием в породах маггемита [3], образование которого мы связываем с гематитом [5].

Указанные стадии минералообразования отчетливо прослеживаются в зонах пропилитизации и березитизации в габбро-долеритах (содержание рудного компонента достигает 18% при явном преобладании оксидов железа). В этих же зонах в диоритовых порфиритах наблюдаются, в основном, минералы оксидной и гипергенной стадий (содержание рудного компонента колеблется от 6% до 12%). Исследования аншлифов на микрозондовом анализаторе (Ресурсный центр СПбГУ) показали наличие дисперсного золота в зернах пирита и халькопирита, реже – в титаномагнетите.

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, И.П. Тарасовой, С.В. Кашину и А.П. Чернятьевой.

Литература

1. *Жариков В.А., Омельяненко Б.И*. Метасоматизм и рудообразовании / Под ред. Д.С. Коржинского. М.: Наука, 1978. 215 с.

2. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А. U-Pb цирконовый (SHRIMP) возраст Джидаирской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма (Крымский учебный полигон) // Вестник СПбГУ. 2012. Сер. 7. Вып. 4. С. 25–34.

 Полевые практики в системе высшего профессионального образования. IV Международная конференция: Тез. докл. Симферополь: «ДИАЙПИ», 2012. С. 75–83.

4. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В. Методика изучения гидротермальнометасома-тических образований. Л.: Недра, 1981. 262 с.

5. Ржевский Ю.С. Спонтанный переход гематита в маггемит как возможная причина частичного или полного самообращения естественной остаточной намагниченности красноцветов // Вестник СПбГУ. 2000. Сер. 7. Вып. 1. С. 105–109.

В.Л. Сывороткин, С.Т. Подгорнова¹

Рифтогенез и природные пожары

Наиболее интенсивные очаги современных природных пожаров, ежегодно наносящих огромный ущерб на всех континентах, кроме Ан-

¹ Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова

тарктиды, контролируются тектоническим фактором – приуроченностью к активно дегазирующим структурам, в первую очередь, к рифтовым зонам. Здесь поток глубинного водорода на 2 порядка превышает поток в других структурах. Выбросы водорода разрушают озоновый слой [8], через озоновые аномалии к земной поверхности приходит дополнительный поток ультрафиолета, под воздействием которого в приземном воздухе начинается генерация озона [9]. Присутствие здесь же повышенных концентраций метана, обязательного компонента глубинной дегазации, резко увеличивает (до 20 раз) продуктивность озонообразующих реакций [6]. Активный распад молекул озона приводит к выделению большого количества тепловой энергии и нагреву приземного воздуха на несколько градусов [9, 10]. Факт аномально повышения концентрации приземного озона, предваряющего развитие природных пожаров, зафиксирован наблюдениями [4, 7].

Таким образом, в приземном воздухе в рифтовых зонах образуется смесь активного окислителя озона и восстановительных горючих газов – водорода и метана, способная к самовозгоранию. Тушение водороднометановой смеси, горящей в присутствии озона, является чрезвычайно сложным.

Проблему лесных пожаров можно назвать национальной проблемой России, так как около половины мировой площади бореальных лесов (до 600 млн га) приходится на ее территорию. Большая часть их расположена в Сибири. В нашей стране ежегодно регистрируется более 30 тыс. лесных пожаров, при этом повреждаются леса на площади 2–3 млн га. В экстремальные годы площадь пожаров в бореальных лесах Евразии увеличивается до 10–16 млн га лесов [1]. Особую актуальность проблема лесных пожаров приобрела в Росси после аномально жаркого лета в Московском регионе, когда дым от пожаров резко нарушил экологическую ситуацию в столице.

Важными факторами, определяющими пожарную опасность, являются температура воздуха и влажность горючих материалов в лесу [1], а они, согласно рассмотренной выше модели, в значительной мере определяются концентрацией стратосферного озона. Таким образом, главным фактором, определяющим возникновение пожарной опасности природных объектов, являются озоновые аномалии, географическое распространения которых контролируется приуроченностью к рифтовым и разломным зонам.

Карты озоновых аномалий, ежедневно появляющиеся в ИНТЕРНЕ-ТЕ позволяют выделить районы, где следует учитывать состояние озонового слоя для прогноза пожароопасной ситуации. В России – это Европейский Север, Центральный район (Воронеж), Урал, Западная Сибирь, Северное Прибайкалье, Центральная Якутия и Хабаровский край с Приморьем [8].

В других регионах планеты от лесных пожаров чаще всего страдают: Калифорния в Америке и штаты Виктория и Новый Южный Уэльс в Австралии [5], т.е. регионы, приуроченные к активным рифтовым структурам [12], т.е. зонам водородной дегазации и синхронные развитию озоновых аномалий. В Калифорнии за последние годы леса горели в октябре 2007 г., ноябре 2008 г., в мае, августе, сентябре 2009 г., в июле 2010 г. В октябре 2007 г. в связи с крупнейшими за всю историю штата лесными пожарами из Калифорнии было эвакуировано около миллиона человек. Выгорело более полутора тысяч квадратных километров территории, уничтожено несколько сотен жилых домов. Погибло шесть человек, десятки получили ожоги. В регионе было объявлено чрезвычайное положение. Через год, в ноябре 2008 г. чрезвычайное положение в штате Калифорния было объявлено снова. За несколько дней пожары уничтожили более тысячи домов, растительность была уничтожена на площади 8900 га, пожары подошли вплотную к Лос-Анджелесу, взяв город в почти сплошное кольцо. Сгорели особняки многих голливудских звезд [2].

Анализ данных наблюдений обнаружил существование межгодовой изменчивости лесных пожаров в Индонезии и Центральной Америке, коррелирующей с циклом Эль Ниньо в 1998–1999 гг. Данные статистического анализа указывают на присутствие 25–60-суточных внутрисезонных вариаций, налагающихся на годовой ход числа пожаров и содержания аэрозоля. Обнаружено сходство внутрисезонной изменчивости числа пожаров и динамики осцилляции Джулиана-Маддена (колебания свойств циркуляции тропической атмосферы с периодом 30–60 дней, что является главным фактором межсезонной изменчивости в атмосфере) [3].

Анализ спектров мощности сигналов в низкочастотном интервале временных рядов подпочвенного водорода, полученных нами на Хибинском массиве, выявил близкие периоды всплесков концентрации: 60.9, 34.7 [11], что подтверждает справедливость дегазационной концепции.

Естественный дегазационный генезис природных пожаров указывает на то, что они являются постоянно действующим на планете эволюционным фактором, особенно эффективным в рифтовых зонах.

Литература

1. Ваганов Е.А., Фуряев В.В., Сухинин А.И. Пожары сибирской тайги // Природа. 1998. №7. С. 51–62.

2. Из-за пожаров в Калифорнии эвакуированы более 265 тысяч жителей. [Электронный pecypc]. Режим доступа: http://www.rg.ru/2007/10/23/kalifornia-anons.html

3. Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А. Лесные пожары как компонент природной экодинамики // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 04. С. 279–292.

4. Котельников С.Н., Миляев В.А., Саханова В.В. Положительные аномалии концентрации приземного озона в атмосфере некоторых фоновых районов / Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: ИГКЭ, 2009. Т. XXII. С. 227–234.

5. Лесные пожары в Австралии (2009) - Википедия. http://ru.wikipedia.org/wiki/

6. Пшенин В.Н. Автомобильный транспорт и приземный озон // Экологизация автомобильного транспорта: передовой опыт России и стран Европейского союза. Труды II-го всероссийского научно-практического семинара с международным участием. 7–9 апреля 2004 г. С. 33–36 [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.ecotrans.spb.ru/content/view/19/31/

7. Семенов С.М., Кунина И.М., Кухта Б.А. Тропосферный озон и рост растений в Европе. М.: ИЦ Метеорология и гидрология, 1999. 208 с.

8. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.

9. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация, озоновый слой и природные пожары в европейской России летом 2010 г. // Пространство и Время. 2010. № 2. С. 175–182.

10. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация и природные катаклизмы в 2011 году: летняя жара и лесные пожары; массовая гибель биоты // Пространство и Время. 2011. №3(5). С. 162–169.

11. Сывороткин В.Л., Нивин В.А., Тимашев С.Ф. Мониторинг выделения водорода в Хибинских горах / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Материалы всероссийской конференции. 22–25 апреля 2008 г. М.: ГЕОС, 2008. С. 477–479.

12. Шенгёр А.М.Д., Натальин Б.А. Рифты Мира. Учебно-справочное пособие. М.: Геокарт-ГЕОС. 188 с.

Деформационная история зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного Урала)

Уральский складчатый пояс, как и многие коллизионные орогены, имеет в своем строении сутурную зону – Главный Уральский разлом (ГУР), который маркирует границу между западными палеоконтинентальными и восточными палеоокеаническими образованиями. В южной части Полярного Урала вдоль ГУР протягиваются Войкаро-Сынинский и Рай-Изский офиолитовые массивы.

В работах, посвященных строению западного обрамления офиолитовой ассоциации, приводятся различные точки зрения как по поводу тектонической позиции метаморфитов, так и по расположению ГУР. По нашим представлениям Главный Уральский разлом в южной части Полярного Урала проходит в западном обрамлении пальникшорской толщи (пластины). Есть все основания полагать, что отдельные блоки в составе сложно построенной зоны ГУР были образованы в разных условиях и лишь позднее совмещены тектонически.

В ходе полевых работ на опорных участках (массив Рай-Из, р. Средний Кечпель, массив Хордъюс, р. Лагортаю, блок Дзеляю) изучались структурно-геометрические характеристики складчатых структур и индикаторов перемещений в зонах смятия: шарниров мелкой складчатости, осей вращения будин, гранатовых и кварцевых порфиробластов, а так же индикаторов палеонапряжений: плоскостей сопряженных трещин и трещин растяжения, а затем проводилась их типизация и корреляция с использованием традиционных методик [1, 2]. По ориентировке плоскостей сопряженных трещин вычислялись оси сжатия [3].

Выявлены два главных типа структур: ранние пластические деформации, представленные главным образом мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам и трещинам растяжения. При анализе структурных данных выделено восемь стадий деформации, приуроченных к определенным этапам деформационных процессов. Деформационные процессы проистекали на доколлизионном, коллизионном (раннем и позднем) и постколлизионном этапах [4–6].

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

Возрастное разграничение деформаций производилось на основе собственно геологических данных, а также на основе анализа рисунка распределения структурных элементов на азимутальных проекциях. На основе собственно геологических данных нами разграничиваются стадии D₃-D₈. По результатам анализа рисунка распределения структурных элементов на азимутальных проекциях выделяются стадии D₁-D₃. Следует отметить, что деформационные события были проявлены как на региональном уровне (в нашем случае – в пределах офиолитовых массивов, расположенных в южной части Полярного Урала), так и на локальном (в пределах участка исследований, одного или нескольких разрезов). К региональным мы относим стадии D₂, D₆-D₈, а к локальным D₁, D₃ и D₄, D₅. Если выделение стадий деформаций по геологическим взаимоотношениям не должно вызвать нареканий, а по анализу рисунков распределений часто спорно, то остановимся на характеристике первых трех стадий. На доколлизионном этапе (стадия D₁) шарниры мелкой складчатости располагаются хаотично, а на раннем коллизионном этапе (стадия D₂) появляется закономерность в ориентировке шарнирных линий по дуге большого круга на азимутальных проекциях. На стадии D₃ шарниры мелкой складчатости имеют сложный рисунок распределения и идентифицированы только в милонитах, находящихся в подошве Хордъюсской пластины.

Наиболее ранние деформации доколлизионного этапа (стадия D_1) зафиксированы в породах Хордъюсской и Дзеляюской пластин, именно в них, в отдельных обнажениях, удается наблюдать замки мелких (5–20 см) открытых складок, характеризующихся пологими (10–45°) и субвертикальными шарнирами различной ориентировки. Шарниры b_1 мелкой складчатости F_1 располагаются хаотично, эта ориентировка образовалась, скорее всего, в результате смещений неустановленной кинематики в базит-гипербазитовых телах еще до начала коллизионного процесса. В Хордьюсской пластине шарниры мелкой складчатости погружаются преимущественно на ЮЗ под углами 30–45°, но присутствуют и другие ориентировки погружения – СЗ, СВ и ЮВ. В Дзеляюской пластине шарниры в основном имеют вертикальное и СЗ погружение с углами 10–30°.

Второй этап пластических деформаций (стадия D_2) представлен практически во всех тектонических единицах, за исключением Хордьюсской и Дзеляюской пластин, и интерпретируется как более поздний, потому что шарниры мелкой складчатости располагаются закономерно и подчиняются модели описанной ниже. Мелкие складки F_2 характеризуются пологими (10–30°) шарнирами, которые распределены по дуге большого круга на азимутальных проекциях. Ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена, показывающей перемещение масс вещества при общем надвигообразовании [7]. При этом происходило изгибание и вращение на крыльях тектонических пластин с последующим пережимом в центральной части. Разворот некоторых структурных элементов на запад мы объясняем формированием антиклинали висячего крыла. На наш взгляд, именно эти пластические деформации фиксируют региональное надвигообразование – основной этап формирования структуры Урала.

Следующая стадия пластических деформаций (D₃) фиксируется по субвертикальным шарнирам мелких (10–15 см) закрытых складок только в апопальникшорских милонитах подошвы пластины Хордьюс, которые имеют свой характерный рисунок распределения, вследствие чего и отнесены к более поздним. Такой рисунок распределения может отражать формирование цилиндрических складок с субгоризонтальными шарнирами, но, по нашему мнению, деформационный процесс проходил намного сложнее. Вначале формировались субвертикальные шарниры b₃ нейтральных складок F_3 , затем, при возобновлении коллизионного процесса, происходило образование наложенных складок F_4 с субгоризонтальными, параллельными друг другу шарнирами b₄ полого погружающимися на север, далее осуществлялось вращение и создание конечной структуры. Пластические деформации этого типа отражают, на наш взгляд, время встраивания блоков Хордьюс и Дзеляю в уже сформированную покровную структуру Урала [4].

Деформации стадий D_4 и D_5 локальны и интерпретированы в основном в милонитах на границах тектонических пластин по осям вращения будин и порфиробластов. Более поздние, чем складчатость, оси вращения погружаются преимущественно субвертикально, а морфология будин и порфиробластов указывает на правосдвиговые и левосдвиговые смещения. Зоны, в которых наблюдались эти структуры, имеют сходные элементы залегания и поэтому не являются сопряженными. Определение последовательности левого и правого сдвига по полевым данным не представляется возможным из-за малой распространенности и неудовлетворительной обнаженности. Однако, можно констатировать, что на раннем коллизионном этапе, но на более поздних стадиях ГУР и другие разломы, параллельные ему, испытывали как левосторонние, так и правосторонние сдвиговые смещения.

Хрупкие деформации (сопряженные трещины), сформированные в ходе позднего коллизионного этапа, наблюдаются повсеместно. У вы-

численных осей сжатия по сопряженным трещинам переменная ориентировка. Интерпретируются пологопогружающиеся (10–20°) оси сжатия СЗ–ЮВ и СВ–ЮЗ простираний. В ходе полевых наблюдений отмечено, что сопряженные трещины с осями сжатия СЗ–ЮВ направления смещают сопряженные трещины с осями сжатия СВ–ЮЗ направления, поэтому оси сжатия СВ–ЮЗ простирания интерпретируются как начальная стадия хрупкой деформации (стадия D₆), тогда как СЗ–ЮВ ориентировки представляют более конечную стадию деформации (стадия D₇).

На стадии D_6 сжимающие напряжения были направлены вдоль зоны ГУР. Эта ориентировка образовалась, скорее всего, вследствие неравномерного, с «заливами и пережимами», надвигания палеоокеанических комплексов на палеоконтинентальные. «Заливы и пережимы» сформировались в результате обдуцирования по неоднородной (неровной) поверхности в близповерхностных условиях. На стадии D_7 сжимающие напряжения перпендикулярны простиранию зоны ГУР. Эта ориентировка оси сжатия связана с действием поперечных напряжений в ходе все еще продолжающегося коллизионного процесса.

Трещины растяжения наблюдаются во всех тектонических единицах и секут сопряженные сколы, на их плоскостях нередко наблюдается плюмовая структура. Это трещины растяжения типа "х" joints. По нашему мнению, формирование трещин растяжения происходило на постколлизионном этапе (стадия D₈) после снятия сжимающих напряжений, действующих на Уральский ороген, т.е. коллизия завершилась, покровно-складчатая система образовалась и вступила в период относительной релаксации.

Автор благодарит А.К. Худолея, К.В. Куликову и Д.Н. Ремизова за неоднократные обсуждения результатов исследований и конструктивную критику.

Литература

1. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.

2. Очертенко Й.А., Трощенко В.В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Недра, 1978. 136 с.

3. *Groshong R.H.* 3-D structural geology: a practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. University of Alabama. 2006. 410 p.

4. Сычев С.Н., Куликова К.В. Структурная эволюция зоны Главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника. 2012. № 6. С. 46–54.

5. Сычев С.Н., Куликова К.В. Деформации контакта офиолитовых и палеоостроводужных комплексов южной части Полярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 1 (205). С. 22–25.

6. Сычев С.Н., Куликова К.В. Последовательность деформаций в обрамлении массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2012. Вып. 3. С. 53–59.

7. Hansen E. Strain Facies. Springer-Verlag. New York, 1971. 207 p.

Т.Ю. Тверитинова^{1,2}

Сходства и различия дизъюнктивной структуры и кайнозойской геодинамики Байкальского и Кавказского регионов

Специальные структурно-кинематические исследования трещин, разрывов и зон концентрации деформаций различного кинематического типа по методике парагенетического анализа разрывно-трещинных структур [1, 4] разных регионов, линеаментный анализ территорий привели автора к убеждению, что при всем многообразии и отличиях геологического строения регионов в них много общего. Сходной является геометрическая организация дизъюнктивных систем, структурно-кинематические особенности и тектодинамические условия их формирования. В верхней части земной коры наиболее ярко выражены трещины различного кинематического типа, отражающие современное и позднеальпийское поля напряжений. При этом характер трещин определяется не только полями тектонических напряжений, но и всеми неоднородностями геологического субстрата.

Современное поле тектонических напряжений определяется полярным сжатием, выраженным в литосфере условиями латерального меридионального сжатия и связанного с ним латерального широтного растяжения. При замедлении вращения меридиональное сжатие ослабевает, и возникают условия относительного меридионального растяжения и широтного сжатия. За счет сил Кориолиса в северном полушарии возникают дополнительные условия СВ сжатия и СЗ растяжения, в южном, вероятно, СЗ сжатия и СВ растяжения. Помимо полей напряжений, связанных с фигурой вращения Земли, в поле напряжений присутствует «эн-

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет МГУ, Москва, Россия
«эндогенная» составляющая, определяющаяся потоками гравитационной дифференциации и конвекции вещества Земли. Кроме этого, в регионах фиксируются поля напряжений, связанные со сжатием, поперечным главным структурным планам.

Кавказский и Байкальский регионы, будучи расположенными в разных структурных зонах, на первый взгляд кажутся совершенно различными. Альпийские складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа сформировались на месте сложно построенной мезозойско-кайнозойской океанической и окраинно-континентальной зоны. Байкальский регион представляет собой мезозойско-кайнозойскую дейтероорогенную внутриконтинентальную область. Океанические и окраинно-континентальные условия здесь закончились в конце палеозоя. Сходные для регионов закономерности выражены в следующем. Оба региона расположены в северном полушарии в южном обрамлении крупных древних платформ. Оба региона представляют собой системы сложно построенных разновозрастных складчатых сооружений, имеющих с платформами сложную зигзагообразную границу общего субширотного простирания. Далее опять начинаются различия. Разным является направление «кулисности» складчатых зон вдоль границ с платформами. В Кавказском регионе складчатые зоны ориентированы в СЗ и ЗСЗ направлениях (широтная приграничная с Восточно-Европейской платформой зона является при этом левосдвиговой), в Байкальском регионе – в СВ и ВСВ (широтная приграничная с Сибирской платформой зона является правосдвиговой). В Кавказском регионе в восточной части, а в Байкальском – в западной, границы с платформами становятся субмеридиональными.

Строение двух регионов рассмотрено с позиций современной кинематики и динамики развития различно ориентированных дизъюнктивных структур в складчатых зонах. Дизъюнктивы Кавказского региона представлены продольными к складчатости разрывами СЗ и ЗСЗ, поперечными – ССВ и СВ и диагональными субширотного и субмеридионального простирания. Разрывы Байкальского региона в системе его складчатых зон представлены продольными разрывами СВ и ВСВ, поперечными – СЗ и ССЗ и диагональными субмеридионального и субширотного простирания. В таблице приведена общая для новейшего этапа кинематическая характеристика различно ориентированных систем разломов. Информация о новейшей кинематике разломов Кавказского региона основана на многочисленных, в том числе собственных, наблюдениях автора [5, 6, 9 и др.], по Байкальскому региону автор опирался на опубликованные данные [2, 11 и др.], а также на некоторые собственные наблюдения [7, 8, 10]. Главными для обоих регионов являются обстановки общего субмеридионального и CB сжатия (и поперечного широтного и C3 растяжения), а также характерные для регионов обстановки поперечного к региональным структурам сжатия (для Кавказского региона – ССВ, для Байкальского – ССЗ). Этими обстановками, конечно, не исчерпывается все разнообразие тектодинамических обстановок, но именно эти условия определяют наиболее характерные для регионов типы деформаций.

Ориентировка разломов	Кавказский регион				Байкальский регион			
	мс	CCBc	CBc	Σ	CC3c	Mc	CBc	Σ
Меридиональная	0	ОП	П	ОП	ОЛ	0	П	О(ПЛ)
CCB	ОЛ	0	ОП	0(ЛП)	Л	ОЛ	ОП	ОЛ(П)
CB	Л	ОЛ	0	ЛО	СЛ	Л	0	Л(OC)
BCB	СЛ	Л	ОЛ	Л(СО)	C	СЛ	ОЛ	ЛС(О)
Широтная	С	СЛ	Л	СЛ	СП	С	Л	С(ЛП)
3C3	СП	C	СЛ	С(ПЛ)	П	СП	СЛ	СП(Л)
C3	П	СП	C	ПС	ОП	П	C	П(СО)
CC3	ОП	П	СП	Π(OC)	0	ОП	СП	ПО(С)

Структуры: О – отрывно-раздвиго-сбросовые структуры (рифты); С – структуры сжатия (складчатые структуры, взбросы, содвиги); П – правые сдвиги; Л – левые сдвиги; поля напряжений: мс – меридиональное сжатие; ССВс – север-северо-восточное сжатие; СВс – север-северо-восточное сжатие; ССЗс – север-северо-западное сжатие; Σ – наиболее характерные системы нарушений. В скобках приведена относительно менее характерная кинематика разломов

Как видно из таблицы, в различно ориентированных дизъюнктивных системах обоих регионов много общего. Разница заключается в незначительных изменениях относительной роли разно направленных смещений по сходно ориентированным разрывам. Для обоих регионов характерны позднеальпийские субмеридиональные сбросо-раздвиги, левые с элементом растяжения сдвиги СВ простирания, широтные структуры сжатия со сдвиговой составляющей, правые с элементом сжатия сдвиги СЗ простирания. Конечно, разным является морфологическая выраженность разрывов в этих регионах. В Кавказском регионе, где на поверхность выходят в основном складчатые неметаморфизованные мезозойско-кайнозойские породы и широко развиты плитные чехлы, сбросо-раздвиги выражены в виде квазипластических зон растяжения. В Байкальском регионе с гигантским денудационным срезом, где на поверхность выходят метаморфиты докембрия и палеозоя, сбросо-раздвиги образуют впечатляющие рифтовые системы. Суть от этого не меняется. Главными тектодинамическими условиями в обоих случаях являются обстановки субмеридионального и СВ латерального сжатия и связанного с ними субширотного и СЗ латерального растяжения. Преобладание разноориентированных структур растяжения в Байкальском регионе может объясняться дополнительным разносторонним растяжением на фоне значительного подъема. Подтверждение сделанным выводам можно видеть в распределении в регионах кайнозойского магматизма. В Кавказском регионе это зона меридионального Транскавказского поперечного поднятия [3], вдоль которой выражена также сбросораздвиговая деформация. В Байкальском регионе позднекайнозойские вулканиты также отражают наличие сквозной субмеридиональной зоны, только частично совпадающей с Байкальской рифтовой системой.

Литература

1. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.

2. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.

3. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

4. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

5. Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96–106.

6. Расцветаев Л.М., Милановский Е.Е., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.

7. Тверитинова Т.Ю. Байкальская сейсмическая зона как аномальный сегмент Центрально-Азиатско-Алтае-Саяно-Байкало-Станового (Центрально-Азиатско-Южно-Сибирского) сейсмического пояса // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием. Т. 2. Иркутск, 2007. С. 165–168.

8. Тверитинова Т.Ю. Дизьюнктивная тектоника Байкальского региона: морфокинематические системы, парагенезы, тетктодинамические условия формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее». Иркутск, 15–18 октября 2013 г. (в печати).

9. *Тверитинова Т.Ю*. Сравнительный анализ дизьюнктивных деформаций чехла и фундамента района Кавказских Минеральных Вод // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 4. С. 19–26

10. Тверитинова Т.Ю., Тверитинов Ю.И. Современный структурный план Сибирской плат-формы и ее складчатого обрамления // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы Всероссийского совещания. 17–20 октября 2012 г. Иркутск, ИЗК СО РАН. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 114–116.

11. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. В 3-х томах. Новосибирск: Наука СО, 1991. 261 с. 1992. 262 с. 1994. 263 с.

Ал.В. Тевелев¹

Обстановки формирования конвергентных и дивергентных поясов в структуре Южного Урала

Введение. В геологической структуре Восточного склона Южного Урала традиционно выделяют Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Магнитогорскую мегазону принято разделять на Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорскую зоны. В современной структуре Южного Урала эти мегазоны отделены друг от друга и от соседних структур узкими шовными зонами, которые представляют собой сутуры, иногда пережатые до одного крупного разрыва. Поскольку при общем меридиональном простирании разные шовные зоны имеют противоположные направления падения, в структуре Южного Урала чередуются протяженные зоны (пояса) конвергентного и дивергентного строения. Рассмотрим их с запада на восток.

Западно-Магнитогорский дивергентный пояс. Западно-Магнитогорская зона сложена преимущественно девонскими осадочно-вулканогенными комплексами. Ее западным ограничением является широкая (около 10 км) зона серпентинитового меланжа – многократно описанный Главный Уральский разлом (ГУР), который погружается на восток под углом 45–60° у поверхности и выполаживается до 35–30° от глубины 10–12 км [2]. По данным [2] зона ГУР испытала, по меньшей мере, три фазы деформаций в такой последовательности: 1 – надвигание, 2 – левый сдвиг, 3 – правый сдвиг. Вблизи ГУР в западных районах Западно-Магнитогорской зоны породы интенсивно тектонизированы (милонитизация, рассланцевание), а мелкие складки волочения имеют отчетливую

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

западную вергентность. Ограничивающие ГУР с востока Бурибаевский (данные С.А. Монтина, 2008 г.) и Западно-Ирендыкский [2] разлом также падают на восток, но более круто (70–80°) и сопровождаются многочисленными зеркалами скольжения, зонами милонитов, динамосланцев и складок волочения мощностью до 60 м. Общая ширина зоны разлома около 2,5 км. По данным [2] для него фиксируются ранний надвиг и более поздний левосторнний взбросо-сдвиг.

Восточным ограничением Западно-Магнитогорского дивергентного пояса является Кизило-Уртазымская зона [1, 2], которая погружается на запад под углом 30–50° и в пределах которой совмещены тектонические пластины пород Западно- и Центрально-Магнитогорского поясов. В зоне надвига выделено, по крайней мере, три крупных сместителя, которые сопровождаются участками интенсивного рассланцевания и дробления мощностью до 1,5 км и изоклинальными опрокинутыми складками восточной вергентности. Детальная кинематика зоны пока не изучена.

Таким образом, Западно-Магнитогорский пояс имеет отчетливое дивергентное строение и в структурном отношении представляет собой присдвиговый горст сжатия, ограниченный сдвиго-надвиговыми зонами.

Центрально-Магнитогорский конвергентный пояс. Центрально-Магнитогорская зона сложена преимущественно каменноугольными магматическими и осадочными комплексами. С запада она ограничена описанной выше Кизило-Уртазымской зоной, а с востока имеет более сложные ограничения, поскольку ширина ее существенно изменяется на различных отрезках. На коротком северном отрезке границей пояса служит Аблязовский взбросо-сдвиг (данные В.М. Мосейчука и др., 2000 г.). Южнее его ограничение "перескакивает" на восток и проходит уже по зоне Браиловского взбросо-сдвига, а еще южнее – по Амамбайско-Ташлинскому взбросо-сдвигу. Все эти разрывы круто падают на восток, вмещают мелкие линзовидные тела ультрамафитов и сопровождаются зонами интенсивного рассланцевания. Местами к взбросо-сдвигам приурочены мелкие надвиги, по которым на каменноугольные комплексы Центрально-Магнитогорского пояса с востока надвинуты девонские комплексы Восточно-Магнитогорского пояса. В одном из аллохтонов, Ждановском, диагностируются опрокинутые складки западной вергентности.

Таким образом, Центрально-Магнитогорский пояс имеет выраженное конвергентное строение и в структурном отношении представляет собой меридиональный присдвиговый асимметричный рамп, западное ограничение которого представлено сдвиго-надвиговой зоной, а восточное – взбросо-сдвиговой. Восточно-Магнитогорский дивергентный пояс. Восточно-Магнитогорская зона сложена, главным образом, девонскими вулканогенно-осадочными комплексами, на которые местами налегают вулканогенные и осадочные толщи нижнего карбона. На севере Магнитогорской мегазоны она практически сливается с Западно-Магнитогорской зоной, а южнее протягивается узкой полосой, в центральной части полностью пережатой. Поэтому ее можно условно разделить на два отрезка – севернее пережима и южнее него.

Западное ограничение Восточно-Магнитогорского пояса проходит по серии разрывных нарушений, описанных выше, а от Восточно-Уральского пояса он отделен Уйско-Новооренбургской шовной зоной, в строении которой принимают участие сильно деформированные комплексы как Магнитогорской, так и Восточно-Уральской мегазон, а также их аналоги. Кроме того, в шовной зоне присутствуют и "эндемичные" комплексы, не имеющие аналогов в соседних мегазонах: позднефранский абасарокит-шошонитовый, эйфельско-раннефранский и ордовикский кремнистые, среднедевонский черносланцевый. Все эти комплексы обычно слагают узкие круто стоящие линзовидные тектонические блоки, реже – полого наклонные тектонические пластины. Уйско-Новооренбургская шовная зона на разных отрезках устроена по-разному. В районе северного отрезка Восточно-Магнитогорского пояса западная часть шовной зоны представлена Браиловским взбросо-сдвигом, имеющем уже крутое западное падение (данные В.М. Мосейчука и др., 2000 г.). В зоне разлома присутствуют многочисленные линзовидные тела серпентинитов.

В строении южного, более протяженного отрезка шовной зоны преобладают девонские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы, слагающие крутые линейные складки, осложненные продольными разрывами, по которым повсеместно картируются протяженные тела серпентинитов. Вдоль разломов развиты зоны бластомилонитов. Южнее восточная часть шовной зоны представлена Амурским аллохтоном [4], который состоит, по крайней мере, из восьми маломощных тектонических пластин, полого погружающихся на запад (10–30°). Набор и возраст формаций в пластинах весьма разнообразен: от среднедевонской флишоидной до среднекаменноугольной карбонатной. Вблизи сместителей породы часто превращены в бластомилониты мощностью до нескольких десятков метров.

Еще южнее шовная зона включает в себя Сатубалбинский пакет полого погружающихся на восток тектонических пластин [4], сложенных конденсированным разрезом кремней эйфеля – нижнего франа и базальтами среднего-верхнего девона. В их основании повсеместно наблюдаются линзы меланжированных серпентинитов. В строении самой восточной части южного отрезка шовной зоны участвуют нижнекаменноугольные терригенные и карбонатные комплексы, слагающие асимметричный грабен, восточное крыло которого надвинуто на Суундукский гранитоидный плутон Восточно-Уральской мегазоны.

При изучении многочисленных мезоструктур (линейность, зеркала скольжения, кинк-зоны, реидные складки и пр.) выяснилось, что Уйско-Новооренбургская шовная зона претерпела, по меньшей мере, два этапа деформаций: 1) раннекаменноугольная левосторонняя транспрессия, 2) триасовая правосторонняя транспрессия [4].

Таким образом, Восточно-Магнитогорский пояс имеет отчетливое дивергентное строение и в структурном отношении представляет собой присдвиговый горст сжатия, ограниченный зонами взбросо-сдвигов с сопряженными надвигами.

Восточно-Уральский конвергентный пояс. Восточно-Уральская мегазона сложена разнообразными комплексами с возрастом от рифея до перми. До половины всей ее территории занимают массивы гранитоидов раннекаменноугольного и раннепермского возраста. С запада она ограничена Уйско-Новооренбургской шовной зоной, описанной выше. В западной части Восточно-Уральского пояса наблюдаются пакеты надвиговых пластин восточной вергентности [3], а в восточной части – западной вергентности. Самый крупный из них Сухтелинский аллохтон имеет мощную подложку серпентинитового меланжа и сложен чередующимися пластинами ордовикских базальтов и средне-верхнедевонских кремней. Другие аллохтоны сложены главным образом осадочновулканогенными комплексами раннего карбона. Надвиги сопровождаются зонами рассланцевания и катаклаза, вмещают тела меланжированных серпентинитов.

С востока Восточно-Уральский пояс ограничен Копейской шовной зоной, основной структурной единицей которой является Челябинский грабен триасового возраста. В пределах Копейской зоны диагностируются многочисленные мезоструктуры (зеркала скольжения, кинк-зоны, складки волочения и пр.), указывающие на то, что Копейская зона подверглась, по крайней мере, двум этапам деформаций: 1) раннекаменноугольная левосторонняя транспрессия, 2) триасовая правосторонняя транспрессия [4]. Из Копейской зоны на запад и на восток выжаты серии мелких аллохтонов.

Таким образом, Восточно-Уральский пояс имеет выраженное конвергентное строение и в структурном отношении представляет собой крупный рамп, ограниченный зонами расходящихся взбросов и сопряженных с ними надвигов.

Выводы. В структуре Южного Урала наблюдается чередование дивергентных и конвергентных поясов, которое является следствием двух факторов. Первый из них это общее дивергентное строение палеозоид, обусловленное встречным наклоном общих пограничных зон – ГУР и Копейской. Второй фактор связан с транспрессивными обстановками формирования шовных зон на основных этапах тектогенеза. За счет выжимания материала из шовных зон, вне зависимости от знака смещения по сдвигам, возник целый букет "цветочных" структур, в которых практически всегда более древние комплексы оказывались надвинутыми на более молодые.

Литература

1. *Пучков В.Н., Казанцева Т.Т.* О крупной погребенной антиклинали в Кизильской зоне Южного Урала // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 3. С. 1–5.

2. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

3. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье) // Тр. лабор. геологии складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 124 с.

4. *Тевелев Ал.В.* Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 3. С. 17–26.

Арк.В.Тевелев¹

Осадочные аналоги деформационных структур

Независимое рассмотрение и даже противопоставление осадочных и деформационных структур обычно связывается с тем, что осадочные структуры (и их морфологическое выражение – ландформы) формируются во время аккумуляции осадка и отражают режим этой аккумуляции, в то время как деформационные структуры – это результат преоб-

¹ Геологический факультет МГУ

разования вещества, уже закончившего седиментационное развитие. Такое различение имеет определенный смысл. В то же время, под термином *режим аккумуляции* понимаются во многих случаях определенные силовые воздействия либо на рыхлый осадок, либо на его трансмиттер, либо на то и другое вместе. Силовое конседиментационное структурирование осадков и их ландформ приводит к образованию природных объектов, имеющих отчетливое подобие с деформационными структурами, также образующимися при силовых воздействиях. Иногда это подобие имеет только морфологический смысл и лежит, что называется на поверхности, но в некоторых случаях оно отражает глубокое сходство механизмов образования соответствующих осадочных и деформационных структур, каждая их которых оказывается как бы продуктом аналогового моделирования другой. В своем сообщении мне хотелось бы представить небольшой обзор осадочно-деформационных аналогов (ОДА), и наметить пути их дальнейшего изучения.

Осадочные антиклинали образуются в потоковых системах, в зонах с устойчивыми высокими латеральными градиентами скорости течения потока. Поскольку размерность материала, который поток может поддерживать во взвеси, находится в степенной зависимости от его скорости, в градиентных зонах массово осаждается достаточно крупный материал. В речных системах подобным образом образуются во время половодья прирусловые валы; их формирование отражает тот факт, что скорости половодного потока максимальны вдоль русла реки, и резко уменьшаются над речной поймой. Образующиеся слои исходно имеют антиформный облик и нормальную возрастную последовательность напластования, т.е. являются осадочными антиклиналями. В подводных турбидитовых потоках русловые валы могут иметь высоту в десятки и даже сотни метров и служить ловушками для углеводородов. Далекими структурными аналогами русловых валов являются деформационные сдвиговые антиклинали, образующиеся в градиентных зонах тектонических потоков за счет вращения и коробления слоев.

Осадочные синклинали также обычный элемент потоковых седиментационных систем. Наиболее распространены два их вида – структуры троговой слоистости в различных дюнных постройках и структуры заполнения промоин и частных русел. Строение флювиальных дюн, как правило, сложное. Это многоэтажные сооружения, каждый этаж в которых построен черепитчато-наложенными мульдобразными структурами, с пологими крыльями и крутым продольным залеганием. Дюны образуются в относительно быстрых потоках в достаточно мелких руслах, в которых сдвиговая деформация водного трансмиттера и донных отложений дополняется непрерывным перераспределением осадочных частиц в сложных волновых условиях. Деформационными аналогами этих структур является своеобразная мульдовая (эжективная) складчатость, особенно в варианте, когда относительно пологие мульды по системам разрывов черепитчато надвинуты друг на друга. Наилучшим образом эти условия выполняются в присдвиговых зонах межгорных впадин, например, на восточной окраине Таджикской депрессии, вблизи Дарвазского сдвига, где все пространство занято черепитчато-уложенными синклинальными слайсами молассовых пород.

Осадочные аналоги футлярных складок. Футлярная складка (sheath folds) - одна из самых сложных базовых деформационных структур, имеет, как ни удивительно, очень близкий по морфологии и обстановкам развития осадочный аналог – крупную языковую дюну. Языковые дюны образуются во флювиальных системах за счет разрыва гребней первоначально прямых или изогнутых дюн в условиях возрастания скорости потока. Каждый изолированный сегмент начинает разрастаться самостоятельно, изменяя локальные характеристики потока так, что его максимальные скорости приурочиваются к понижениям между отдельными изолированными дюнами, откуда распластывается новый покров осадков, по форме напоминающий конус выноса. Покров перекрывает нижерасположенные дюнные языки, представляющие собой синформы, соединенные узкими перемычками. Странным деформационным аналогом языковых дюн являются футлярные складки, развитые в регионах интенсивных сдвиговых деформаций. Они выглядят в обнажениях как брахиморфные концентрические структуры, представляющие сечение вытянутого носа складки. Футлярные складки формируются, когда шарнир складки, изогнутый иногда на угол до 180°, пассивно вращается в направление сдвигания, в то время как осевая поверхность разворачивается к плоскости сдвигания. Складки этого типа приурочены исключительно к вязким сколовым зонам, ориентировка их шарнирной линии параллельна направлению течения. Морфологически развитые футлярные складки поразительно напоминают языковые дюны. Общим условием их образования является течение среды в условиях интенсивных сдвиговых стрессов – или в трансмиттере осадочных частиц, или в среде образования складок.

Осадочные полуграбены, представленные структурами латеральной аккреции в речных меандрах, являются полным морфологическим и частично динамическим аналогом рифтовых полуграбенов. Активный меандр имеет в сечении асимметричную форму, его внешний, эрозионный борт имеет крутое залегание, осложненное оползнями и обвалами (фактически сбросами), а его внутренний борт низкий и сложен полого косослоистыми, антитетическими по отношению к уступу грубозернистыми толщами. Распределение скоростей и напряжений течения в меандре таково, что депоцентр меандровой системы всегда находится под фронтальным уступом, и вместе с ним смещается от оси потока, обеспечивая таким способом расширение (растяжение) русловой системы. Подобно меандровым системам, тектонические полуграбены асимметричны, их внешний склон представлен дугообразным сбросом с оползнями и слампами, депоцентр находится под склоном, а внутренний пологий склон структурирован в обычном случае системой антитетических сбросов, и зажатые между ними плоские блоки с рифтовыми осадками образуют моноклинальный пакет. Краевой сброс постепенно отодвигается от оси грабена, участвуя в общем растяжении системы. Подобие осадочных и тектонических грабенов доходит до того, что в меандровых системах также наблюдаются два разных типа продольного профиля. Это плавный вогнутый профиль, соответствующий профилю полуграбена с плоским краевым сбросом и нормальным волочением вдоль него, и ступенчатый профиль, подобный профилю полуграбена с листрическим сбросом, обратным волочением и ролловером в пологом осадочном крыле.

С речными меандрами связаны еще несколько выразительных тектонических аналогий. Вероятно самая неожиданная из них – это сопоставление вытянутых «длинных» меандров со сжатыми островными дугами. Вытянутый меандр – это своеобразная ландформа, которая наращивают длину до тех пор, пока не будет достигнуто равновесие между уменьшающейся из-за удлинения русла скоростью потока и более или менее постоянной его осадочной нагрузкой. Очень вероятно, что существование самых длинных меандров на больших реках (типа Самарской Луки) не обходится без тектонической активности. В свою очередь, сжатые островные дуги тоже довольно редкий тип структур, по большому счету таких дуг всего три. Сжатые дуги начинают развитие с почти прямолинейных субдукционных зон (обычно косых) в условиях, когда направление пододвигания в зачаточной дуге противоположно направлению пододвигания в смежных субдукционных зонах. Такая система неизбежно начинает растягиваться, так что одно или оба ограничения дуги превращаются в удлиняющиеся трансформы – своего рода рельсы, по которым отодвигается субдукционный ядро дуги. Дуга обособляется в отдельную плиту, в ней развиваются новые спрединговые центры и, к тому же, плита неоднородно смещается по латерали, так что для одного ограничения характерны транспрессивные обстановки, а для другого – транстенсивные. Таким образом, и длинные меандры, и сжатые дуги развиваются в обстановке непрерывного удлинения и латерального крипа, что делает их морфологию подобной. Особенно ярко подобие выражено в случае, когда и удлинение и латеральные смещения происходят в обеих системах по сходным азимутам, как, например, это имеет место для Самарской Луки и дуги Скоша.

Осадочные орогены – краевые чешуйчатые морены. Силовое воздействие воды во флювиальных системах редко воспринимается в понятиях тектонической активности, хотя водные ландформы довольно точно имитируют тектонические структуры. Ситуация резко меняется в случае льда. Сочетание твердости и текучести природного льда приводит к тому, что результаты его воздействия мало чем отличаются от «тектонического» структурирования материала. Это касается в первую очередь образования краевых чешуйчатых морен, формирующихся в условиях постоянного ледового напора. Их архитектуру принято сейчас изучать в рамках классической модели критического угла Кулона, согласно которой для создания моренной постройки необходима единая пологая поверхность срыва (донная морена), деформации вдоль которой прерывисто распространяется от ядра сооружения к его внешней периферии. Морфологически однородные блоки моренного материала последовательно надвигаются друг на друга так, чтобы образовывать единый клин с углом, зависящим от свойств материала. Освобождаясь ото льда, такая постройка моделируется водными и эоловыми процессами (эродирует), и этот процесс, в свою очередь, контролирует константы надвигания. В таком понимании, деформационная история чешуйчатой морены ничем не отличается от истории коллизионного орогена, и является своего рода экзогенной моделью последнего.

Ледниковые и орогенные лежачие складки. Крупные лежачие складки движущихся морен, вмороженных в основание мощных ледниковых тел, обнаружены во многих местах. Ледниковые покровы начинают течь при сравнительно небольшой мощности льда и их структура (переслаивание льда и обломочного материала) четко отражает два главных типа внутриледных деформаций: надвигания и скучивания ледовых пластин (чешуй) и внутрипластового течения материала. По облику и механизмам образования эти ледниковые структуры не отличаются от складок и вязких надвигов среднекоровых пород.

Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее тектонические аспекты

Охотские коровые землетрясения на глубинах от 0 до 30–40 км (Ямское 27.11.1851 г., М=6,5; Пьягинское 03.11.1936 г., М=5,7; Западно-Итурупское 07.05.1962 г., М=6,7; Западно-Симуширское 02.01.1975 г., М=6,5) сопровождались макросейсмическим эффектом от 6 до 8 баллов по шкале MSK-64 [2, 3, 8, 9, 11]. Иначе говоря, они опасны для нефтегазовой инфраструктуры шельфа СВ Сахалина, а в будущем и других нефтегазоносных шельфов Охотского моря. Подкоровая мантия региона асейсмична, кроме наклонной фокальной зоны Беньофа, выходящей восточнее Курильских о-вов. Из-за заглубления (>100–400 км) ее землетрясения не представляют серьезной сейсмической опасности.

С целью изучения коровой сейсмичности Охотского моря в лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН подготовлены каталог землетрясений с магнитудой (M ≥ 5,0, h ≤ 60 км) за период 1735–2010 гг. и инструментальный каталог 356 землетрясений с M > 4.0 за период 1962-2010 гг. (рис. 1, 2). Несколько десятков из них произошли на побережье Охотского моря. Рассмотрим распределение мелкофокусных землетрясений в плане и по глубине и их возможную тектоническую природу. Исторические и современные землетрясения (M ≥ 5.0, h ≤ 60 км) Охотского моря за 1735-2010 гг. [2, 3, 5, 9, 16] локализованы на прикурильской, северосахалинской, примагаданской, включая залив Шелихова, северо- и южнокамчатской окраинах (рис. 1а). Центральная часть моря в основном асейсмична (Охотская жесткая глыба). В окраинной сейсмичности выявляются асейсмичные окна второго порядка вдоль Среднего и Южного Сахалина, о. Хоккайдо, ЮЗ Камчатки, СЗ Охотского моря и Курильской батиальной котловине (зона тыловодужного спрединга [4]). Сопоставляя рис. 1, 2 со схемами Охотской литосферной плиты находим, что ее северо-западная граница вдоль линии Сахалин-Охотск (зона грабенов и горстов [13] или, как вариант, между п-овом Шмидта и Шантарским архипелагом [4, 15]) не опознается (асейсмичная зона). Заметим, что по материалам геофизики в Курильской котловине не обнаружен спрединговый хребет с осевым рифтом и линейными магнитными аномалиями [13]. Окраинной сейсмичностью, связанной

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, tikhonov@imgg.ru



Рис. 1. а – карта эпицентров коровых (h ≤ 60 км) землетрясений Охотского моря с M ≥ 5.0 за период 1735–2010 гг.; 6 – карта эпицентров с M ≥ 4.0 за 1962–2010 гг. Черные треугольники обозначают местоположение сейсми-





Рис. 2. Вертикальные субширотные разрезы сейсмоактивных объемов Охотского моря вдоль линий А-А', Б-Б', В-В' в пределах ±150 км. Их положение в плане см. на рис. 16

с развитием смежных орогенов, Охотское море отличается от Японского, где сейсмичность приурочена к подводным окраинам Японо-Сахалинской островной дуги и частично Сино-Корейского щита [14].

В коровой (0-55 км) сейсмичности Камчатки [1] выделим асейсмичное окно на юго-западе (Соболевский выступ), сейсмичность залива Шелихова, группирование событий в плане (активные разломы) и широтный тренд усиления сейсмичности к фронту глубинного надвига (зона Беньофа), выходящему на тихоокеанском склоне. Такой тренд, по аналогии с Японо-Сахалинской дугой [8, 14], вероятно, связан со сползанием и сдваиванием коры в тылу Курило-Камчатской дуги. Последнее фиксирует тыловой надвиг на ее охотской окраине и связанное с ним опускание кровли мелового акустического фундамента на 2 км на профиле МОГТ1620, следующим через пролив Фриза [13, 17]. Возможно в связи с этим землетрясения близ Курил в основном заглублены (>21 км), более частые, но с умеренной магнитудой. Небольшой вклад здесь вносят землетрясения встречной фокальной зоны Тараканова (названа П.Н. Кропоткиным), если ориентироваться на ее микроземлетрясения близ вулканического фронта на северо-востоке о. Хонсю [14]. Землетрясения на охотских подводных окраинах в основном приповерхностные, но с магнитудой нередко ≥ 4–5.

Судя по рис. 1, 2 очевидна разноглубинность коровой сейсмичности Охотского моря: от 0–10 км на магаданском шельфе до 20–30 км на сахалинском и 0–40 км на северо-камчатском шельфах. На Сахалине она маркирует позднекайнозойский, амагматичный срыв коры к востоку [8]. Срыв, вероятно, разноглубинный, если ориентироваться на сейсмичность его охотской окраины: от 20–25 км на севере и до 30–35 км на юге.

Несколько десятков мелкофокусных землетрясений произошли на Охотском своде и в Курильской котловине, его наиболее погруженной части. По результатам интерпретации профиля МОГТ1632 между магаданским шельфом и Северными Курилами их можно связывать с дивергентным срывом континентальной коры с осью раздвига в Кольском прогибе [7]. Признаками срыва являются встречная вергентность чешуйчатых надвигов, ограничивающих покровные тектонопары «моноклинальная гряда – рамповый полуграбен», и инверсия (до 0,5 км/с) скорости в слое трения над границей М (подошва коры), имеющей региональный наклон под горно-равнинное обрамление впадины Охотского моря [13].

Равнинная морфоструктура шельфа и аваншельфа Охотского моря по данным бурения, МОГТ и НСП связана с кайнозойским угленакоплением, морским седиментогенезом и абразией выступов мезопалеозойского акустического фундамента высотой свыше 5–10 км. Для изучения сейсмотектоники охотских шельфов необходимы постановки донных сейсмографов в летнюю навигацию. Важно прояснить асейсмичность зоны грабенов и горстов на северо-западе Охотского моря, которые со структурами Охотского свода и Северо-Охотского прогиба образуют входящий структурный узел [13].

Литература

1. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Мелкофокусные землетрясения пова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.

2. Землетрясения в СССР в 1980-1991 гг. М.: Наука, 1984-1997.

3. Землетрясения Северной Евразии в 1992–2007 годах. М.-Обнинск: ГС РАН, 1997–2007.

4. Злобин Т.К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 26–32.

5. Иващенко А.И., Ким Ч.У., Бондаренко Г.А. Сейсмичность поверхностных землетрясений Охотского моря // Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 22–37.

6. Каталог землетрясений Камчатского филиала ГС РАН, 2006–2010. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН (http://www.emsd.ru).

7. Ломтев В.Л. К структурно-геоморфологической характеристике дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 2. С. 69–80.

8. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64–71.

9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). М.: Наука, 1977. 535 с.

10. Оперативный каталог землетрясений Сахалинского филиала ГС РАН, 2002–2010. Южно-Сахалинск: СФ ГС РАН.

11. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. Южно-Саха-линск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.

12. Поплавский А.А., Бобков А.О. Статистическое исследование распределения землетрясе-ний по глубине с учетом случайных ошибок ее оценок // Динамика очаговых зон и прогно-зирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 128–141.

13. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.

14. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность Японского моря и ее тектонические особенности // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 67–78.

15. *Трифонов В.Г., Кожурин А.И.* Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.

16. Унифицированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1990 год // Гос. научно-техн. программа РФ по проблеме «Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии». М.: ОИФЗ РАН, 1996.

17. Чуйко Л.С., Куделькин В.В. и др. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: трест ДМНГ, 1988. 284 с.

А.В. Травин^{1,2}, А.Г. Владимиров^{1,2,3}

Гранитоидные батолиты и орогенез: термохронологический подход к оценке длительности масштабного гранитообразования и орогенических событий

В истории геологического развития Земли ключевое значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста. Традиционно выделяются надсубдукционные, трансформные и коллизионные орогены, специфика которых рассматривается в [1-8]. При построении геодинамических моделей орогенеза на первое место выходит проблема зарождения, подъема, становления и тектонического экспонирования гранитоидных батолитов, которые являются прямым петрологическим индикатором скучивания и последующего тектонического растяжения континентальной литосферы. Изучение тектонической позиции гранитоидных батолитов и их вещественного состава является классическим подходом в петрологии, геохимии и геодинамике, и лишь сейчас, с появлением современных аналитических методов, появилась возможность проводить оценки составов протолитов и длительности гранитообразования [9–12]. Цель настоящего доклада провести сравнительный анализ динамики гранитоидных батолитов, формирующихся в орогенных структурах различного типа.

Разработан подход к реконструкции геодинамической обстановки формирования гранитоидных батолитов на основе их термохронологических параметров.

Сравнительный анализ термических историй петротипических гранитоидных батолитов, формирующихся в обстановках постколлизионного растяжения показал, что фиксируемое время подъема гранитоидных ба-

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

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

³ Томский государственный университет (ТГУ), г. Томск, Россия



Рис. Сводка результатов U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования гранитоидных плутонов. По оси ординат – температура закрытия изотопной системы соответствующего минерала.

 формирование гранитоидного батолита (U/Pb, циркон); 2 – батолиты постколлизионного растяжения; 3 – батолиты активной континентальной окраины (метаморф. пояс Риоке – Япония; Западный хребет – Аляска; Полуостровные хребты, Сьерра-Невада – Северная Америка); 4 – батолиты трансформной окраины Берегового плутонического комплекса Британской Колумбии

толитов до глубины 5–6 км не превышает 5–6 млн лет. Примеры – миоценовые лейкограниты Больших Гималаев и Южно-Тибетского пояса гранито-гнейсовых куполов, гранитоидные батолиты мезозойских комплексов метаморфического ядра Северной Америки и Европы, позднепалеозойские граниты Корнубийского батолита (рисунок).

Для петротипических гранитоидных батолитов, формирующихся в обстановках надсубдукционных и трансформных орогенов, фиксируемое время подъема до глубины 5–6 км находится в диапазоне от 5–6 до 30 и более млн лет (рисунок), что определяется конкретными особенностями геодинамических обстановок: направлением субдукции, затягиванием срединно-океанического хребта в зону субдукции и т.д. 40 Ar/ 39 Ar датировки по амфиболу совпадают с возрастом формирования гранитоидов, либо близки за исключением обстановки трансформной окраины. В этом случае подъем гранитоидных батолитов мо-

жет быть «заморожен» до 30 млн лет и более. Предложенный подход использован при интерпретации термохронологических данных для метаморфических комплексов и гранитоидных батолитов Центально-Азиатского складчатого пояса [12–14].

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП ОНЗ-10.3, ПФИ №77)

Литература

1. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.

2. Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А. (ред.). Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. Доклады IV Международного симпозиума по проекту IGCP-283. 1994. Т. 35. № 7–8. 269 с.

3. Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 5–16.

4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., 2004. 610 с.

5. Xiao W.J., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J.L., Qin K.Z., Wang Z.H. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implication for the lateral growth of Central Asia // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. P. 339–342.

6. Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // American Journal of Science. 2009. V. 309. P. 221–270.

7. Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Li X.H., Chen H.L., Lin S.F., Xia X.P., Long X.P. Accretionary orogenesis of Chinese Altai: Insights from the Paleozoic granitoids // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 22–39.

8. Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic model for accretion of the Central Asia orogenic belt // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 31–47.

9. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.

10. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.

11. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 5–27.

12. Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И. Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов: Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 4–6 июня 2012 г. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 350–352. 13. Владимиров А.Г., Травин А.В., Полянский О.П. Динамика формирования гранитоидных батолитов // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы геохимии», посвященное 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона (с участием иностранных ученых). 22–26 октября 2012 г. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. С. 31–35.

14. Травин А.В., Владимиров А.Г., Полянский О.П. Индикаторная роль термохронологии при интерпретации геодинамических условий формирования гранитоидных батолитов // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН. Улан-Удэ, 26–31 августа 2013 г. Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 355–359.

B.B. Травин¹

Образование даек базитов в условиях метаморфизма вмещающих гнейсов: данные изучения раннедокембрийских даек района села Гридино, Беломорский подвижный пояс

Ведущим механизмом внедрения маломощных даек является нагнетание расплава в трещины с минимальным раскрытием и последующее расширение стенок трещин за счет избыточного давления магмы, которое обеспечивает скорость внедрения до нескольких десятков километров в час [1]. Внедрение даек по хрупким разрывам обуславливает их простую форму и секущие соотношения с текстурами вмещающих пород. Соответственно, дайки принято рассматривать как интрузивы, внедрившиеся в «холодную раму».

В районе села Гридино широко распространены дайки, структура которых «не вписывается» в такие представления об условиях формирования даек. Значительная часть из них представляет собой тела, в целом или полностью согласные с полосчатостью вмещающих гнейсов и потому не отвечающие понятию «дайка». Однако данные по их структуре позволяют с большой долей уверенности считать их деформированными дайками.

Структурные особенности многих даек, по-видимому, следует рассматривать как результат внедрения в гнейсы, деформируемые в условиях высокотемпературного метаморфизма. К схожим выводам об ус-

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

ловиях формирования даек Беломорского подвижного пояса пришли ранее Н.В. Янковская [2] и В.С. Степанов [3]. Наиболее информативными для обоснования положения о внедрении даек в метаморфизуемые гнейсы представляются дайки габброноритов высокомагнезиального комплекса лерцолитов-габброноритов («друзитов») [3, 4], возраст которого составляет около 2.4 млрд лет [5]. Эти дайки распространены в районе села Гридино наиболее широко [3] и представлены как недеформированными, так и в различной степени деформированными разностями.

Недеформированные дайки секут полосчатость вмещающих гнейсов, имеют параллельные контакты, зоны закалки. Слагающие их габбронориты сохраняют магматические минералы и имеют апомагматические коронитовые структуры (этим магнезиальные габбронориты принципиально отличаются от железистых габбро, сложенных метаморфическими минеральными парагенезисами и не сохраняющих признаков первичных магматических структур как в деформированных, так и в недеформированных дайках). Интенсивные деформации даек, при которых габбронориты были превращены в амфиболиты и эклогиты с анизотропными метаморфическими структурами и текстурами, являются результатом наложеных деформаций свекофеннского возраста [6].

Среди деформированных даек габброноритов есть дайки, сохраняющие в целом плоскую форму и характеризующиеся апомагматическими структурами слагающих их пород. Одна из них – дайка габброноритов в восточной части острова Избная Луда.

Дайка имеет мощность до 25 м, хорошо выраженные зоны закалки шириной около 2 м, апофизы. Восточный ее контакт в северной, береговой, части острова (на протяжении примерно 30 м) – секущий по отношению к полосчатости вмещающих гнейсов; в породах эндоконтактовой зоны присутствуют угловатые ксенолиты гнейсов. Южнее восточный контакт имеет волнообразный характер и изогнутые апофизы. Западный контакт дайки имеет изогнутые апофизы и сложную форму на всем доступном для наблюдения его протяжении. Вблизи этих сложных контактов полосчатость гнейсов обычно имеет конформное им положение. При этом структурные особенности пород дайки те же, что у недеформированных даек – это массивные породы с апомагматическими коронитовыми структурами. Вдоль контактов с гнейсами (в зонах мощностью от первых см до 1 м) и поздних трещин габбронориты превращены в амфиболиты.

Простая форма недеформированных даек комплекса лерцолитовгабброноритов указывает на то, что они внедрялись по хрупким разрывам. Сохранившиеся в восточном контакте рассматриваемой дайки секущие соотношения с полосчатостью вмещающих гнейсов свидетельствуют о том, что и она внедрялась по хрупкому разрыву и первоначально имела простую форму.

Сложная форма контактов дайки и конформная им полосчатость вмещающих гнейсов – признаки интенсивных синметаморфических деформаций, сопровождавшихся формированием типоморфной для амфиболитовой фации полосчатости гнейсов на контактах с деформировавшимися вязкими породами дайки.

Интенсивные деформации геологических тел приводят к формированию анизотропных деформационных структур слагающих их пород. В данном случае породы, слагающие интенсивно деформированную дайку имеют изотропные структуры без признаков деформаций. Этот «структурный парадокс», заключающийся в несоответствии между сложной деформационной формой дайки и апомагматическими, без признаков деформаций, структурами слагающих ее пород, объясняется тем, что кристаллизация расплава закончилась после пластических деформаций дайки.

Соответственно, история формирования структуры рассматриваемой дайки укладывается в следующую последовательность: (1) внедрение дайки по хрупкому разрыву; (2) совместные с гнейсами деформации на стадии остывания дайки (на этой стадии формировалась полосчатость гнейсов, конформная деформируемым контактам дайки); (3) окончательная кристаллизация пород дайки; (4) свекофеннский «статический», не сопровождавшийся существенными деформациями, метаморфизм с образованием коронитовых структур пород дайки; (5) поздняя амфиболитизация.

Известно, что в условиях метаморфизма повышается способность горных пород к пластическим деформациям. Изменение характера деформаций кварц-полевошпатовых пород связано с «размягчением» (softening) кварца и полевого шпата при температурах 300 и 450°С соответственно; интервал 300–450°С отвечает полухрупкому (semi-brittle) поведению кварц-полевошпатовых пород внутри этой зоны, в пределах температурного диапазона фации зеленых сланцев предполагается максимальная глубина образования хрупких разрывов [7]. Вместе с тем есть данные, согласно которым хрупкие деформации могут происходить и в условиях высокотемпературной эклогитовой фации [8]. На примере района села Гридино, где были выявлены участки, в пределах которых хрупкие разрывы и полосчатость гнейсов секут друг друга, было показано, что циклическая смена хрупких и пластических дефор-

маций может происходить в условиях амфиболитовой фации при образовании полосчатости гнейсов [9].

Образование хрупких разрывов в условиях высоких температур, при которых обычно вязкое поведение горных пород, объясняется следующим образом. В метаморфических условиях горные породы до достижения предела прочности проявляют ползучесть, при достижении предела прочности образуются хрупкие разрывы. Перемещения по хрупким разрывам приводят к мгновенному снятию напряжений и далее, если сохраняются условия нагружения массивов пород, породы испытывают ползучесть до достижения предела прочности. Этим обеспечивается циклическая смена хрупких и пластических деформаций.

Различие степени деформированности даек комплекса «друзитов» района села Гридино связано с неоднородностью деформаций коры на стадии формирования комплекса и, вероятно, с глубиной их формирования. Интенсивно деформированные дайки с апомагматическими структурами формировались на значительных глубинах в *P*-*T*-условиях, отвечающих условиям образования полосчатости гнейсов. Недеформированные и слабодеформированные дайки могли формироваться на меньших глубинах.

По-видимому, структурные особенности сложно деформированных даек других раннедокембрийских комплексов Беломорского пояса также являются результатом деформаций вязкого базитового расплава в гнейсовой «раме» в условиях больших глубин.

Литература

1. *Попов В.С.* Оценки скорости внедрения базитовых даек и силлов // Геохимия. 1972. № 6. С. 713–718.

2. Геология СССР (Карельская АССР). Т. XXXVII, Ч. 1. М., 1960. 740 с.

 Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Кар ФАН СССР, 1990. С. 78–101.

4. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

5. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.

6. *Travin V.V., Kozlova N.E.* Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. V. 17. N 7. P. 684–706.

7. *Scholz C.H.* The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting // Geol. Rundsch. B. 77. N 1. 1988. P. 309–334.

8. Lund M.G., Austrheim H., Erambert M. Earthquakes in the deep continental crust – insights from studies on exhumed high pressure rocks // Geoph. J. Int. 2004. V. 158. P. 569–576.

9. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 40–49.

В.Г. Трифонов¹, В.П. Любин², Е.В. Беляева², Я.И. Трихунков¹, А.Н. Симакова¹, А.С. Тесаков¹, Р.В. Веселовский³, С.Л. Пресняков⁴, Д.М. Бачманов¹, Т.П. Иванова¹, Д.В. Ожерельев⁵

Геодинамические и палеогеографические условия расселения древнейшего человека в Евразии (Аравийско-Кавказский регион)

Древнейший человек *Homo habilis* появился в системе Великих Африканских разломов ~2.6 млн лет назад (л.н.). В позднем плиоцене и раннем плейстоцене (используется хроностратиграфия, утверждённая на 33-м МГК: www.stratigraphy.org) это была область активного рифтогенеза, сопровождавшегося, особенно в Эфиопии и Кении, интенсивным вулканизмом. Севернее, за рифтом Красного моря, простиралась на север Трансформа Мёртвого моря, вдоль которой и в сопряжённой части Аравийской плиты происходила вулканическая деятельность. Более северная коллизионная область Восточной Турции и Закавказья испытывала дифференцированный подъём и горообразование, также сопровождавшиеся вулканизмом Армянского нагорья. Севернее интенсивно поднимался Большой Кавказ с проявлениями вулканизма в центре. Таким образом, при разнообразии геодинамических условий, вулканизм был в эту эпоху характерной особенностью региона.

¹ Геологический институт РАН, Москва

² Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, Москва

⁴ Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

⁵ Институт археологии РАН, Москва

Ното habilis создал примитивную олдованскую культуру, которая характеризовалась изготовлением мелких (в среднем 3–4 см) отщепов, скалываемых с галек и камней. Отщепы служили орудиями, а в некоторых олдованских индустриях ими могли быть и оббитые отдельности (чопперы и чоппинги), случайные, а не намеренно изготовленные. 1.76–1.75 млн л.н. в Африке появилась более совершенная ашельская культура (Lepre et al., 2011). Она представлена технологиями получения крупных сколов-заготовок, которые наряду с отбираемыми отдельностями сырья использовались для целенаправленного изготовления макро-орудий (рубила, кливеры, крупные скребла, пики). Их создателями считают представителей более развитых видов *H. ergaster* или раннего *H. erectus*.

В Евразии древнейшие остатки человека найдены на юге Грузии (с. Дманиси) и юге Китая и датированы возрастом ~1.8 млн лет. Более представительные находки в Дманиси содержат фрагменты пяти черепов и костные остатки, дающие представление о скелете древнего человека (Gabunia et al., 2000; Lordkipanidze et al., 2007; Lumley et al., 2008; Rightmire et al., 2006). Популяция названа Н. geor-gicus и отождествлена с примитивным *H. erectus*. Находки сделаны в тонкообломочных делювиальных отложениях, заполняющих грот или эрозионную «трубу», ограниченную выступом подстилающего базальта и залегающими на нём туфами. Методом 40 Ar/ 39 Ar базальт датирован возрастом 1.85+0.01, а туф – ~1.81 млн лет. Базальт и туф нормально намагничены. Предполагается, что обратно намагниченный костеносный делювий сформировался вскоре после отложения туфа, т.е. окончания палеомагнитного эпизода Олдувай. Делювий содержит кости млекопитающих позднего виллафранка и предметы каменной индустрии, отождествляемой с олдованом.

Цель данного сообщения – восстановить геодинамические и палеогеографические условия расселения древнего человека в Аравийско-Кавказском регионе по геологическим особенностям местонахождений древнейших каменных индустрий.

Вблизи побережий Красного моря следы олдованской индустрии обнаружены в Йёмене (Амирханов, 2006) и Израиле, но надёжного обоснования возраста находок не приводится. Древнейшие ашельские находки на территории Израиля сделаны в пещере Убейдия и датированы как 1.4 млн лет (Tchernov, 1987). На территории Сирии описаны следы каменной индустрии хаттабия, отождествляемого с олдованом. В долине р. Оронт они найдены в разрезе верхней V террасы (Besançon et al., 1978) – пролювии обширной плоской депрессии, где русло бу-

дущей реки ещё не оформилось. Отложения отнесены к виллафранку (Ponikarov et al., 1967). В долине р. Евфрат слои с индустрией хаттабия слагают чехол террасы III^a (Copeland, 2004). Они древнее обратно намагниченных слоёв II террасы и моложе базальтов с ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастом ~2.12 млн лет, кроющих террасу III^b (Demir et al., 2007). Обратно намагниченный аллювий II террасы Евфрата содержит изделия раннего (?) ашеля, в том числе рубила, и перекрыт базальтом с K/Ar возрастом 0.7– 0.8 млн лет (Trifonov et al., 2013). В аллювии IV террасы Оронта (Латамна) найдены среднеашельские изделия, в частности, характерные рубила с удлинёнными окончаниями (Clark, 1968; Dodonov et al., 1993). Обильная фауна крупных млекопитающих позволяет датировать террасу Латамны концом калабрия – началом среднего плейстоцена.

Начатые в 2003 г. археологические работы в Северной Армении привели к открытию местонахождений каменной индустрии раннего (карьеры Карахач и Мурадово) и среднего (карьер Куртан-1) ашеля (Беляева, Любин, 2013). Находки были датированы SIMS U/Pb методом (Presnyakov et al., 2012). В 2012–2013 гг. здесь провела работы геологическая группа в составе В.Г. Трифонова, Я.И. Трихункова, А.Н. Симаковой и А.С. Тесакова.

Район работ – южная часть Джавахетского нагорья и примыкающие к ней молодые впадины, Верхнеахурянская на западе и Лорийская на востоке. Первая сейчас дренируется р. Ахурян, которая продолжается на юг и впадает в р. Аракс, а вторая – р. Дзерагет, которая восточнее сливается с р. Памбак, давая начало р. Дебет, впадающей в р. Кура. С юга впадины ограничены Базумским хребтом и его отрогами, сложенными породами юры, мела и палеогена с сутурой Мезотетиса. Джавахетское нагорье сложено вулканическими породами от базальтов до риолитов, которые в его грузинской части датированы К-Аг методом в интервале ~3.75-1.95 млн лет (Лебедев и др., 2008). На северо-западе нагорья, в Сумсарском хребте обособлены андезиты и дациты среднего-позднего плейстоцена, а ещё западнее, в долине Куры и на её левобережье – вулканогенно-осадочный верхний миоцен. Относительно кислые породы от андезитов до риолитов слагают вулканические постройки и их обрамления, а базальты и андезито-базальты распространяются далеко от центров извержений. Они заполняют днища впадин и продолжаются по долинам рек Дзерагета-Дебета, Машаверы (с Дманиси) и Ахуряна. Серия лавовых потоков Дзегагета-Дебета возле слияния Дзерагета с Памбаком имеет мощность ~220 м. В обеих впадинах на поверхности лав залегают туфогенно-обломочные толщи, нижняя грубообломочная и верхняя тонкообломочная. Обе отложились прежде, чем началось интенсивное врезание Дзерагета-Дебета и Ахуряна, сформировавших крутые ущелья в лавовых потоках.

На юго-западном краю Лорийской впадины нижняя толща представлена в карьере Карахач, дополненном шурфом. Здесь под современной почвой сверху вниз обнажены:

I. Неслоистый, плохо окатанный валунно-галечный материал, возможно, отложенный селем; до 9 м. В нижней трети обратно намагничен. В основании линза слоистого песка и гравия до 0.8 м.

II. Дацитовый аггломератовый туф, вверху, возможно, перемытый, а внизу (0.7 м) переходящий в пепел и туфогенный песок; до 5 м. Обратная намагниченность.

III.1. Суглинок с эрозионной нижней поверхностью; 0.15-0.5 м.

III.2-6. Гравийно-галечный материал с линзами валунника; 2.7-3 м. Несортированность и разноокатанность указывают на пролювиальное происхождение. Нормальная намагниченность.

III.7–9. Пепел, нормально намагниченный; ~0.7 м.

III.10. Валунно-галечный материал с суглинистым цементом; 1.5 м (видимые).

Ниже залегают подстилающие андезито-базальты, но контакт не виден. Присутствие кристаллов циркона позволило датировать туфы методом SIMS U-Pb (Presnyakov et al., 2012). Для нижнего ~1 м слоя II получены даты: 1.750+0.020, 1.799+0.044, 1.804+0.030 и 1.944+0.046 млн. лет, а для слоя III.7–9 – 1.947+0.045 млн. лет. Учитывая намагниченность слоёв и возможность завышения возраста до ~0.1 млн лет методом SIMS U-Pb, дающего возраст кристаллизации циркона из расплава, а не отложения туфа, мы отнесли слои III к эпизоду Олдувай (1.95–1.77 млн л.н.), а слои II и I – к последующей части эпохи Матуяма (1.77–0.78 млн л.н.), причём накопление туфа II произошло сразу после эпизода Олдувай.

В гравийно-галечных отложениях слоёв III.2–6, III.8 (линза в туфе) и III.10 найдены >300 предметов каменной индустрии, изготовленных из местного дацита. Среди них есть пики, примитивные рубила, чопперы и скрёбла, позволяющие отнести эту индустрию к ранней фазе ашеля. Столь раннее появление такой индустрии, вероятно, обусловлено природной плитчатостью дацита, избавлявшей от необходимости изготовления сколов-заготовок. В низах слоя II найдено более 300 предметов из андезита, как правило, мелких. Доминируют отщепы, нуклеусы, скрёбла; есть несколько пиков, но рубила отсутствуют.

Разрезы той же толщи вскрыты на северном борту Верхнеахурянской впадины. Возле с.Ёни-ёль это несортированные окатанные галечники с линзами песка; мощность 14–15 м. Галька, как и в разрезе Карахача, состоит из вулканических пород Джавахета. Контакт с подстилающим базальтом скрыт. Найдены артефакты, аналогичные слоям III Карахача.

Такая же окатанная галька обнаружена на Карахачском перевале между Лорийской и Верхнеахурянской впадинами (между истоками Дзерагета и р.Карахач бассейна Ахуряна).

Верхняя толща вскрыта в юго-восточной части Лорийской впадины на бортах долины Дзерагета. Информативные раскопы сделаны в карьере Куртан-1 на южном борту долины, где слои сокращаются в мощности с ЮЗ на СВ. Под современной почвой сверху вниз обнажены: (1) суглинок нормально намагниченный, 1–1.7 м; (2) Суглинок, ниже супесь, вверху нормально, а ниже обратно намагниченные, 0.9–2.9 м; (3) обратно намагниченная супесь, 0.6–1.2 м, которая на юго-западном краю карьера наращивается снизу тонким песком (1 м) с базальной гравийно-галечной линзой до 0.2 м; (4) пепел с SIMS U-Pb датой 1.432 \pm 0.028 млн лет (Presnyakov et al., 2012), 0.3 м; (5) обратно намагниченный разнозернистый рыхлый песчаник, до 1.8 м; (6) обратно намагниченная, горизонтально слоистая, перемытая пемза гравийнопесчаной размерности с SIMS U-Pb датой 1.495 \pm 0.021 млн лет (Presnyakov et al., 2012), до 7 м; (7) обратно намагниченный базальт.

Пемзовая пачка 6 заполняет крутостенную ложбину (палеорусло?), врезанную в базальт. Остальные слои лежат на поверхности базальтового потока. Слои 1-3 содержат карбонатные стяжения, особенно многочисленные вверху каждого слоя и, вероятно, представляющие собой палеопочвы. Из этих слоёв происходит находка зубов носорога Stephanorhinus hundsheimensis (определение М. Белмейкер), характерного для позднего виллафранка-галерия (1.4-0.5 млн л.н.). В 2 км восточнее, на окраине с. Куртан, на перемытой пемзе, аналогичной слою 6, с размывом залегают пески и галечники (0.7-1.5 м). В 2012 г. Т.П. Иванова нашла в них костные остатки. А.С. Тесаков определил их как левую плечевую кость «южного слона», возраст которого древнее 0.5 млн. лет. Выше с перерывом залегает супесь с карбонатными стяжениями в верхней части, сходная со слоями 1-3 Куртана-1. Указанные находки и палеомагнитные определения позволяют относить слои 1-3 к концу нижнего – началу среднего плейстоцена. В слоях 2 и 3 Куртана-1 обнаружено более 200 артефактов, сделанных из местного базальта и риолита. Это единая индустрия, содержащая пики, рубила, чопперы, скрёбла. Рубило с удлинённым окончанием сходно с рубилами из среднего ашеля Латамны.

В Верхнеахурянской впадине верхняя толща мощностью до 6–7 м вскрыта в южной части впадины, где она, по-видимому, залегает на базальтах плиоцена–гелазия. В разрезе карьера у с. Красар под современной почвой сверху вниз обнажаются: (1) тонкослоистые пески разной зернистости, 0.7 м; (2) глинистый песок с редкими линзами гравелита и грубого песка, 1.75 м; (3) песок, 0.8 м. Внизу слоя 1 найдены зубы грызунов, в том числе *Microtus sp., Ellobius (Bramus) sp.*, а вверху слоя 3 – фрагменты костей оленя и бизона. Находки позволяют отнести толщу к верхам нижнего – низам среднего плейстоцена.

В начале плиоцена на фоне низкогорного рельефа Базумского хребта на юге и ранних вулканов Дзерагета на севере в понижениях Верхнеахурянской и Лорийской впадин возникли широкие долины Пра-Ахуряна и Пра-Дзерагета-Дебета. Излияния базальтов и андезитобазальтов заполнили эти долины, выровняв поверхность впадин. Верховья Пра-Ахуряна продолжались на восток через будущий Карахачский перевал в Дзерагет-Дебет, образуя единую речную систему. В эту эпоху (1.9-1.8 млн л.н.) в условиях, близких к саванне, сюда проник древнейший человек. Начавшаяся тектоническая активизация обусловила слабый подъём северной части Верхнеахурянской впадины и Карахачского перевала. Водное сообщение между впадинами прервалось, и в середине калабрия они превратились в систему озёр, связанных протоками. ~0.5 млн л.н. тектонические движения резко активизировались. По бортам впадин оформились флексурно-разломные зоны с углами наклона базальтов до 20–30°, редко 70° (Харазян, 1967). Они выявлены на юге Лорийской впадины и по краям Ахурянской. Связанные с ними разломные уступы, продолжаясь, ограничивали Карахачский перевал и восточный склон Дзерагета. Произошёл подъём региона. Лорийская впадина достигла высоты 1500-1600 м, Верхнеахурянская - 2000 м, Карахачский перевал – 2250 м. Вероятно, впадины поднялись на 500-1000 м, а смежные хребты – на 1000–1500 м. Климат стал более суровым.

Древнейший человек, появившийся ~2.6 млн л.н. в тогда активной области Великих африканских разломов, обитал в озёрных котловинах и слабо врезанных речных долинах с ландшафтами саванны среди вулканических образований и на почвах, обогащённых процессами вулканизма. Для всех упомянутых выше мест обитания древнего человека в Палестине, Сирии, Армении и Грузии характерны сходные условия. Это тектоническая активность, обусловившая формирование долин с озёрами, речными протоками и водными источниками, саванные ландшафты и проявления вулканизма, недавнего или современного древнему человеку. Наличие воды и почвы, обогащённые вулканизмом, обу-

словили своеобразие растительности, предопределившее обилие травоядных животных, вслед за которыми двигались хищники и среди них человек. Вулканические породы служили материалом для каменных орудий. В течение калабрия человек распространился дальше на север, достигнув Тамани (Щелинский и др., 2010) и Дагестана (Амирханов, 2007; Чепалыга и др., 2012). Работа поддержана Программой № 6 ОНЗ РАН и грантами РФФИ 11-05-00628-а и 13-06-12016 ОФИ_м.

Я.И. Трихунков, Е.А. Зеленин¹

Активные складчатые структуры Северо-Западного Кавказа

Северо-Западный Кавказ (далее СЗК) как краевой сегмент складчатого сооружения Большого Кавказа является гетерогенной и гетерохронной структурой, сформировавшейся на периферии области коллизионного взаимодействия Закавказского массива и Скифской плиты. Исходная поверхность этой территории деформировалась в разных её частях в разное время. При этом оценки возраста первичных деформаций варьируют в интервале от позднего эоцена – олигоцена [1, 4, 6] до позднего сармата [2, 11]. История развития напрямую отразилась в кайнозойской складчатой структуре и в рельефе СЗК. Нами выделены 5 морфоструктурных районов, соответствующих крупнейшим разновозрастным тектоническим структурам СЗК и отличающихся особенностями складчатого рельефа [8, 9]. Таманский и Абино-Гунайский районы (северный макросклон горной системы) соответствуют югозападному краю Скифской плиты, Новороссийско-Лазаревский район (южный макросклон) отвечает в рельефе одноименному синклинорию, Гойтхский район соответствует области периклинального погружения антиклинория Главного Кавказского хребта, а Сочинский район – краевой части Закавказского массива (рис. 1). Детальный морфоструктурный анализ позволил выделить в трёх из перечисленных районов активно развивающиеся складчатые структуры, выраженные в современном рельефе.

¹ ФГБУН Геологический институт Российской академии наук



Рис. 1. Карта складчатых морфоструктур Северо-Западного Кавказа. Морфоструктурные районы: 1 – Таманский; 2 – Абино-Гунайский; 3 – Новороссийско-Лазаревский; 4 – Гойтхский; 5 – Сочинский. Типология морфоструктуры (а – активные складчатые морфоструктуры (а – антиклинальные хребты; б – синклинальные хребты); 7 – Прочие морфоструктуры (а – антиклинальные хребты; б – синклинальные хребты; в – моноклинальные хребты; д – куэсты); 8 – грязевые вулканы; 9 – реки и антецедентные участки долин

Активные складчатые структуры Таманского района

В Таманском районе преобладают широкие синклинальные впадины, частично ещё занятые морскими заливами и лиманами, где продолжается осадконакопление (рис. 1). Погруженные на глубину до 45–110 м верхнечаудинские и карангатские прибрежно-морские отложения на бортах впадин Кизилташской, Витязевской, Сенной, Таманской и др. свидетельствуют об активном современном складчатом прогибании последних [7].

Впадины разделяются узкими брахиантиклинальными поднятиями протяженностью 5–20 км, абс. высотами до 200 м, имеющими преиму-

щественно широтную ориентировку. Их образование относят к позднему плиоцену – раннему квартеру (в его современном понимании), а развитие продолжается и сейчас. Так, крылья Центральной, Яновской, Цимбалы, Динской, Фонталовской, Камышеватой антиклиналей выполнены четвертичными морскими осадками, начиная с куяльницких и вплоть до карангатских [1, 7]. На крыльях складок и в соседних впадинах мощность субаэральных плейстоценовых суглинков достигает первых десятков метров, в то время как на сводах она уменьшается до 1-3 м, а также уменьшается и количество погребенных почвенных горизонтов [7]. Лишь отдельные складки западной части Таманского полуострова (гряды Зеленская, Таманская, Каменномысская) имеют плиоценовый возраст, однако также продолжают своё развитие на современном этапе [1]. Размах высотного положения четвертичных отложений Тамани позволяет оценить скорости поднятия антиклинальных возвышенностей и прогибания синклинальных впадин в 0,5 мм/год, а общий размах четвертичных складчатых деформаций в 150-200 м [8].

Данные морфоструктурного анализа и литературы показывают четкую приуроченность грязевых вулканов Тамани к сводовым частям брахиантиклинальных гряд (рис. 1) и позволяют связать развитие грязевого вулканизма с современным развитием складок. Согласно данным В.И. Попкова, брахиантиклинали Тамани формируются в головных частях тектонических чешуй по фронту соскладчатых надвигов. Активность последних сопровождается нагнетанием и флюидизацией пластичных глинистых масс преимущественно майкопской серии в ядрах складок [5]. Такое развитие складок, происходящее параллельно с размывом их кровли, приводит к развитию грязевого вулканизма.

Представленная на Тамани инициальная стадия орогенеза, где параллельно развиваются конседиментационное и конденудационное складкообразование, а также грязевой вулканизм, является важнейшим звеном в цепи эволюционных превращений складчатого рельефа молодых орогенов.

Активные складчатые структуры Сочинского района

Сочинский район соответствует северо-западному окончанию Грузинской глыбы со слабо дислоцированным осадочным чехлом и пологоволнистым рельефом, на фоне которого возвышаются отдельные брахиантиклинальные хребты: Галицынский (485 м), Верхнениколаевский (633 м), Ахун (662 м) и др. Они развиваются в виде правильных сводов вкрест течению местных рек, прорезающих в них узкие антецедентные ущелья. В ядрах складок также зафиксированы надвиги, проявляющиеся в виде водопадных ступеней и заметные на стенах ущелий. Антиклинальные хребты контрастно выделяются на фоне синклинальных впадин, где преобладает русловая аккумуляция.

Река Мзымта в нижнем течении пересекает Галицынский антиклинальный хребет, образуя узкий каньон с отвесными бортами. Ниже по течению в соседней Ахштырской синклинальной впадине долина расширяется: появляется пойма, достигающая в створе поселка Ахштырь ширины 500 м. На левом борту долины появляется два яруса надпойменных террас высотой 20–30 и 50–60 м над урезом воды, позднекарангатского и карангатского возраста, соответственно [10] (рис. 2А). Глобальная цифровая модель рельефа ASTER GDEM показывает наличие двух ступеней на южном обращенном к впадине структурном склоне Галицынского хребта (рис. 2Б), которые можно коррелировать с террасами в расширении долины. При этом более низкая ступень (аналог 1 террасы) имеет высоту около 60 м, а более высокая (2 терраса) – около 100 м над руслом Мзымты. На том же склоне под уступом 1-й террасы авторами был обнаружен аллювиальный материал (хорошо окатанная удлиненная галька),



Рис. 2. Строение долины р. Мзымта в районе Ахштырского ущелья по AS-TER GDEM. А) Плановая схема; Б) Профиль терассового комплекса по линии А-В, звездочкой показано положение рис. 2В; В) Галька в склоновых отложениях рассеянный в делювиальном шлейфе, что свидетельствует об эрозионном происхождении описанных ступеней. Видимо, эти фрагменты террас были подняты над уровнем соответствующих террас в долине за счет расположения на склоне активно растущего антиклинального хребта. Исходя из возраста деформированных террас, скорость роста Галицынской антиклинали в позднем плейстоцене-голоцене можно оценить в 0,5 мм/год, а величину складчатых деформаций за этот период – в 40 м.

Деформация террасовых уровней, акцентированная морфология сводовых брахиантиклинальных массивов, прорезающих их антецедентных ущелий и четко выраженных надвиговых водопадных ступеней позволяет также считать описанные складчатые структуры активными на современном этапе. Однако, вероятно, их возраст превосходит возраст таманских складок, о чем говорят высоты хребтов и их превышения над впадинами.

Активные складчатые структуры Гойтхского района

В Гойтхском районе в осевой зоне СЗК низкогорья существовали уже в сармате [3], а к современной эпохе здесь сформировался инверсионный складчатый рельеф. Однако, несмотря на его древность, здесь также описаны примеры активного роста складчатых хребтов [1].

Исследованный нами хр. Ачишхо (2391 м), выполняющий на этом участке СЗК роль главного водораздела, имеет синклинальное строение. Гребень хребта приурочен к ядру синклинали, выполненному податливыми к разрушению глинистыми сланцами чаталталинской свиты доггера, а склоны, отвечающие крыльям складки, сложены порфиритами, обычно выполняющими роль бронирующего литологического комплекса и доминирующими в рельефе. Такая необычная картина вызвана тем, что под давлением крыльев синклинали на контактах порфиритов и пластичных глинистых сланцев происходит послойное взбрасывание и надвигание, приводящие к выжиманию формирующих вершину глинистых пород из ядра складки. На выходе из зоны стресса наступает "тектоническая релаксация" породы и расседание вершинной поверхности под действием гравитации, выраженное в ступенчатом характере гребня. Аналогичные структуры формируются и в более западной части Гойтхского антиклинория (г. Бол. Чура – 2 250 м; г. Батарейная – 1684 м) [1].

Таким образом, мы видим примеры современного формирования инверсионного складчатого рельефа при взаимодействии процессов латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания, приводящих к относительному возвышению синклинальных хребтов над антиклинальными впадинами. Эти процессы превосходят по своей интенсивности весьма активные в регионе эрозию и склоновые процессы и действуют не только на периферии горного сооружения, но и в осевой зоне.

Выводы:

1. В периклинальных и осевых частях горного сооружения СЗК на современном этапе активно развиваются складчатые структуры общекавказского и широтного простирания (Тамань).

2. Современные складчатые дислокации развиваются как в слаболитифицированных четвертичных осадках, так и на древнем среднеюрском субстрате осевой зоны горного сооружения.

3. Субкавказские ориентировки осей складчатых структур позволяют считать, что в регионе действует современное региональное сжатие ЮЗ-СВ направления, а на Тамани его вектор сменяется на меридиональный.

Работа поддержана грантом РФФИ №11-05-00628-а "Геодинамическая роль астеносферы в тектонических процессах".

Литература

1. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 190 с.

2. Буланов С.А. Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.

3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Академик Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2005. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552)

4. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

5. Несмеянов С.А, Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.

6. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 223–225.

7. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XXXI тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2008. С. 147–153.

8. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Динамика Земли и развитие общества / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ОГИ, 2008. 436 с.: ил. (Тр. ГИН РАН; Вып. 585)

9. *Трихунков Я.И*. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа // Геоморфология. 2008. №2. С. 97–107.

10. *Трихунков Я.И.* Система морфоструктур и сейсмичность Северо-Западного Кавказа // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность / Отв. ред. Э.А. Лихачева. М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. С. 101–115.

1. *Щелинский В.Е.* Палеолит Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (памятники открытого типа). СПб: Европейский дом, 2007. 189 с.

12. Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области // Геотектоника. 1983. № 6. С. 90–106.
Тектоника позднего квартера и ее исследование на территории Южного Предуралья

Южное Предуралье представлено Восточно-Европейской платформой и Предуральским краевым прогибом, т.е. зоной сочленения платформы и Уральской горной системы. Данная территория тектонически активная. Анализируя топографические карты 1837-52 гг., сопоставляя их с геологическими и космосъёмочными материалами установлено, что платформенная часть Южного Предуралья испытывала в XIX веке вертикальные положительные тектонические движения. Данные теоретических исследований подтверждены результатами повторных нивелировок 1927–1943 гг. Так, Бугульминско-Белебеевская возвышенность поднимается со скоростью от 0,7 до 5,2 мм/год. Геодезические знаки, установленные на южной ее части – на железнодорожных станциях Аксаково, Аксеново, Чишмы поднимаются со скоростями 4,5; 5,2; 0,8 мм/год. Следующая нивелирная линия проходит по северной окраине Бугульминско-Белебеевской возвышенности – по железной дороге Чишмы-Урусу, высотные измерения тут были сделаны в 1933 и 1985 гг. Эта часть возвышенности имеет скорость подъема от 0,8 до 2,7 мм/год. Аналогичные скорости положительных вертикальных движений зафиксированы на Уфимском плоскогорье повторными нивелировками 1938 и 1980 гг. Скорость вертикальных движений там составляет 0,3-2,6 мм/год.

Положительные тектонические движения меняют отдельные элементы ландшафта. Так, топографические карты съемки 1930–42 гг. показывают, что на открытых склонах Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Уральского плоскогорья господствовала луговая растительность. Топографические карты обновления 1982–84 гг. показывают на этих участках только степные растения. Полевые исследования подтвердили выводы картографического анализа: причину смены растительности можно объяснить подъемом территории. Если территория поднимается, то грунтовые воды уходят на более низкий уровень. Луговые растения не получают достаточного количества влаги и погиба-

¹ ФГБОУ ВПО Башкирский государственный аграрный университет, Уфа, Россия

² ФГБОУ ВПО Башкирский государственный аграрный университет, Уфа, Россия

³ Башкирский государственный педагогический университет имени М.Акмуллы, Уфа, Россия

ют. Их место занимают ксерофиты. На основании всего сказанного очевидно, что положительные структуры поднимаются.

Долина р. Белая в нижнем течении имеет скорость опускания 6-8,5 мм/год, а скорость опускания южной части Предуральского краевого прогиба составляет 7-7,8 мм/год, следовательно, отрицательные структуры опускаются. Отрицательные движения также влияют на формирование ландшафта в зонах опускания. Так, согласно картографическим документам и литературным источникам 1832–1855 гг., установлено, что от устья р. Белая до устья р. Быстрый Танып (правого притока р. Белая) почти на 80 км простираются труднопроходимые болота. Их ширина местами превышала 20 км. Кроме этого, меньшие по площади болота были в долине среднего течения р. Белая, в долинах рек Зилим, Сим и Инзер. Топографические карты съемок 1930-42 гг. показывают, что большая часть болот на указанных площадях исчезли. Сохранились только отдельные заболоченные участки, покрытые лесом и кустарником. К 1982-84 гг. болота высохли полностью. Причиной исчезновения болот являются современные вертикальные тектонические движения. В результате отрицательных движений, возник перекос болотного ложа. Земные пласты, на которых размещены болота, получили наклон в сторону речных русел и болотные воды по наклонной плоскости ушли в реки. Полагаем, что это главная причина исчезновения болот в речных долинах. При изучении речных долин наблюдаются рельефы, созданные текущими водами, удаленные в 3-5 км от современного русла рек. Подобные явления наблюдаются практически на всех крупных реках Южного Предуралья. На р. Белая, в среднем ее течении, отмечены хорошо сохранившиеся на местности старые русла, удаленные от реки на 3,5-5.6 км. Возраст аллювия там составляет 2500-3000 лет. Эти русла подняты относительно современной реки на 4-6 м. Анализ гидрологического режима рек, климата показал, что даже в самый высокий паводок, речные воды не достигали указанного уровня. Следовательно, там текла река в более раннее время, а затем скатилась на низкий уровень. Формирование водно-эрозионного рельефа на высоких, абсолютных отметках происходило следующим образом. Территория Южного Предуралья имеет блоковое строение. Первоначально река идет по наиболее приподнятой части блока. Далее современные тектонические движения наклонно поднимают блок, и река по наклонному блоку скатывается на более низкий уровень - в зону разломов. На основании всего сказанного очевидно, что все указанные изменения отдельных элементов ландшафта тесно связаны с современной тектоникой. Описанные движения земной коры созданы эндогенными силами. Иногда эти силы называют мантийными. Указанные тектонические движения являются большей частью стабильными. Они очень редко меняют скорости и направление и действуют независимо от деятельности человека.

Кроме тектонических движений, созданных эндогенными силами, существуют и другие современные тектонические движения. Они протекают в более резкой форме. Так, в Татарстане, в районе Ромашкинского месторождения нефти с 1980 по 2000 годы произошло 700 землетрясений. Самое сильное было в 1991 г. Его мощность достигла 7 баллов. Землетрясения, связанные с добычей нефти и газа известны также в Азербайджане, Туркмении, США и других местах. Там, где добывают углеводороды, скорость подъема земных пластов может достигать 97.5 мм/год, а скорость опускания составляет 51,4 мм/год. На северо-западе Южного Предуралья расположено Арланское нефтяное месторождение, где активно добывается нефть. На данной площади был заложен геодинамический полигон. Результаты нивелировок в 2007 и 2008 гг. показали, что по двум разломам северо-восточного и северо-западного направления скорость опускания земной поверхности составляет 50 и 80 мм/год. На остальной площади нефтяного месторождения скорость вертикальных движений колеблется от 10 до 30 мм/год. В пределах Туймазинского месторождения, скорость движения земных пластов достигает 11,2-12,6 мм/год.

В 1950 и 1980 гг. было сделано повторное нивелирование трассы Самара–Челябинск. Сопоставляя результаты нивелирования 1927– 1943 гг. и 1950–1980 гг. выявили, что геодезические знаки, установленные в населенных пунктах Аксаково, Аксеново и Чишмы, стали подниматься со скоростью 3,3; 14,0; 1,1 мм/год. Произошло изменение скорости вертикальных движений. Причиной подобного явления является добыча нефти в районах, примыкающих к указанным населенным пунктам. В районах добычи нефти возникают наведенные тектонические движения. Они изменяют скорости эндогенного движения.

Кроме добычи нефти, человек строит огромные водохранилища. Огромная масса воды давит на земную поверхность и земные пласты реагируют на эту нагрузку по-разному. Земные пласты могут медленно опускаться или смещаться в более резкой форме – землетрясений. В пределах южной окраины Предуральского краевого прогиба перекрыта долина р. Белая: создано Юмагузинское водохранилище. Эта территория сложена карстующимися породами и разбита многочисленными разломами. Они простираются в западном и восточном направлениях. Через 6 лет после заполнения водохранилища в районе г. Мелеуз произошло землетрясение мощностью около 5 баллов. Можно предполо-

жить, что это наведенное землетрясение. Воды пошли по разломам и оказались смазкой для перемещения земных пластов. Подобные землетрясения, связанные с водохранилищами, были в Индии, США, Африке и Китае. На р. Кама построено Нижнекамское водохранилище. Его воды подтопили долину р. Белая в районе ее устья. Там возникла целая система озер, соединенных протоками и новыми руслами. Под тяжестью вод происходит увеличение скорости опускания долины. Грунтовые воды поднимаются. Происходит повторное заболачивание долины р. Белая и прилегающих к ней территорий. В результате деятельности человека, восстанавливаются болота XIX века. Кроме этого, водные массы перестраивают рельеф. Наблюдается выполаживание балок, увеличиваются площади пляжей, размываются высокие берега. Таким путем происходит перестройка высокой и низкой пойм. Формируются новые формы рельефа.

Рассмотрим тектонику больших городов, которая часто приводит к разрушению зданий и сооружений и способствует возникновению аварийных ситуаций. По неофициальным данным, обрушение зданий, сооружений, разрывов коммуникаций в г.Москва связано с наведенными тектоническими процессами. В г.Уфа современные тектонические движения, созданные деятельностью человека, протекают очень активно. Город расположен на приподнятом участке между реками Уфа и Белая – его называют «Уфимский полуостров». Эта территория сложена гипсами, ангидриты. Вся территория в начале XX века была покрыта оврагами, балками и малыми реками. При строительстве города все отрицательные формы рельефа были засыпаны и на насыпном грунте построены здания и сооружения. По данным нивелировок 1927–43 гг. территория под городом поднималась со скоростью 2,9 мм/год.[1]

Однако, нивелировка, выполненная в 1957–80 гг. показала, что земные пласты под городом опускаются со скоростью 1 мм/год. Однако, по данным В.И. Барышникова, скорость опускания земной поверхности под городом превышает 5 мм/год.

Первоначально внутренние силы поднимали земную поверхность, где была небольшая городская застройка. Но силы гравитации от построенных высотных зданий погасили эндогенные силы и земные пласты стали опускаться. При этом силы гравитации неравномерно действуют из-за соответственно неравномерной застройки, что приводит к активизации старых и возникновению новых разломов. Разломы делят земную поверхность под городом на блоки. Блоки под действием силы тяжести перемещаются разнонаправленно в вертикальной плоскости, что приводит к разрушению жилых домов. В настоящее время по предварительным данным более сотни домов подвержены деформации. В стене трещины идут от фундамента до последнего этажа. Под действием силы тяжести в подстилающих город породах возникают трещины, по которым в пласты проникают грунтовые, подземные и технические воды. Они растворяют гипсы и ангидриты. Возникают карстовые процессы. С 2000 по 2013 гг. в г.Уфа было не меньше 10 провалов различной глубины и формы. На основании сказанного, можно сделать заключение, что кроме современной эндогенной тектоники, в настоящее время существует и антропогенная современная тектоника.

Антропогенная тектоника в настоящее время протекает во всех городах Южного Предуралья и в районе добычи углеводородов. Однако, изучению этих вопросов уделяется очень мало внимания, она практически не изучена.

Основой изучения современных движений являются картографогеодезические методы. Однако обновление топографических карт в последний раз было в 1984 году.

Для определения скоростей современных вертикальных движений земной коры в СССР были созданы государственные нивелирные сети I и II класса, но к настоящему времени государственные нивелирные сети уничтожены и с 90-х годов прошлого века не было ни одной высокоточной нивелировки. Нет и геодинамических полигонов в крупных городах и местах добычи углеводородов. Практически нет организаций, которые бы занимались восстановлением высокоточных плановых и высотных геодезических сетей и обновлением карт. Это является главной проблемой в исследовании эндогенной и антропогенной тектоники.

Литература

1. Рождественский А.П., Журенко Е.Ю. К оценке современных тектонических движений Волго-Уральской области // Материалы по геоморфологии, новейшей тектоники Урала и Поволжья. № 1. БФАНСССР. Уфа, 1962. С. 44–51.

2. Турикешев Г.Т-Г., Донукалова Г.А., Кутушев Ш-И.Б., Осетров К.Л. О влиянии геодинамических процессов на инженерные сооружения и изучения их картографо-геодезическими и геологическими методами // Геодезия и картография. 2012. № 4. С. 51–58.

Анализ провинций обломочных цирконов Чукотской континентальной окраины и региональные корреляции

Широкое распространение терригенных триасовых отложений в восточной части Арктики и их изучение позволило установить главные ландшафтные зоны осадочного бассейна: широкую шельфовую зону, континентальный склон и его подножие [1, 3, 4, 7]. Проградация шельфа в более глубоководные участки (в южном направлении в современных координатах) на протяжении триаса, наличие продельтовой зоны и снос обломочного материала с севера были доказаны ранее [15, 16]. Разновременные деформации, в которые были вовлечены триасовые отложения Чукотской окраины, связаны с коллизионной историей региона и формированием надвигов северной вергентности [5]. Развитие внутриплитного магматизма на Чукотском микроконтиненте и локальный вулканизм произошли на границе пермского и триасового времени (252±4 млн лет [6, 10]).

Терригенные отложения триаса представлены тонкоритмичным переслаиванием алевро-аргиллитов с прослоями песчаников, соотношение которых может меняться от разреза к разрезу. Петрографические исследования показали, что источник сноса для триасового бассейна Чукотки был сложен метаморфическими комплексами пород. Питающая провинция была представлена невысокой холмистой сушей, на протяжении триасового времени происходило усиление процессов выветривания. Популяции обломочных цирконов из верхнетриасовых отложений Анюйского субтеррейна очень похожи между собой. При этом возраст молодой популяции составляет 236-255 млн лет, что также характерно для верхнетриасовых отложений острова Врангеля [11, 12]. В отличие от верхнетриасовых, отложения нижнего триаса не содержат цирконов указанного возраста в молодой популяции, как это было показано для отложений нижнего триаса Чаунского субтеррейна (Tuchkova et al., in press). Также, как и на Чукотке, в образцах обломочных цирконов из нижнетриасовых отложений группы Садлерочит (бассейн Арктической Аляски) и отложений Blind Fiord formation (Свердрупский бассейн) отсутствует молодая популяция с возрастом 236-255 млн лет [11, 14]. Таким образом, популяции обломочных цирконов Чукотской континен-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт Океанологии (ИО РАН), Москва, Россия

тальной окраины для триасовых отложений показывают большое сходство с популяциями цирконов Арктической Аляски и Свердрупского бассейна. Кроме того, палеогеографические реконструкции, созданные разными авторами для этих регионов, показывают существование источника сноса, расположенного на севере [8, 9, 13]. Следовательно, можно предположить, что все полученные данные косвенно поддерживают существование гипотетической "Гиперборейской платформы" или микроконтинента Крокерлэнд–Арктида [8, 9].

Литература

1. *Бычков Ю.М.* Триас северо-востока России. Магадан.: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 59 с.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

3. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 210 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 523).

4. Садовский А.И. Новые данные по стратиграфии и тектонике мезозойских отложений нижнего течения р. Колымы // Геология и геофизика. 1962. № 8. С. 114–117.

5. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.

6. Соколов С.Д., Леднева Г.В., Пиис В.Л. Новые данные о возрасте и происхождении магматических образований Колючинской губы (Восточная Чукотка) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 6. С. 785–789.

7. *Тильман С.М., Егоров Д.Ф.* Новые данные по стратиграфии и тектонике правобережья р.Колымы в ее нижнем течении // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. № 2. С. 421–424.

8. *Embry A*. Crockerland – the northwest source area for the Sverdrup basin, Canadian Arctic islands / Vorren T.O., Bergsager E., Dahl-Stamnes O.A. et al. (eds.) // Arctic Geology and Petroleum potential. NPF Spec. Publ. 2. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 205–216.

9. *Embry A*. Crockerland – The Source Area for the Triassic to Middle Jurassic strata of Northern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands // Bull. of Canadian Petroleum Geology. 2009. V. 57, № 2. P. 129–140.

10. Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 40. P. 737–745.

11. Miller E., Toro J., Gehrels G., Amato J., Prokopiev A., Tuchkova M., Akinin V., Dumitru T., Moore T., Embry A. and Cecile M. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb Detrital Zircon Geochronology // Tectonics. 2006. 25. TC3013. doi:10.1029/2005TC001830.

12. *Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S.D.* Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: implications for Arctic paleogeography. // AAPG Bulletin. 2010. V. 94, № 5. P. 665–692. DOI:10.1306/10200909036.

13. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska / Plafker G., Berg H.C. (eds) // The Geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America. 1994. V. G-1. P. 49–140.

14. Omma J.E., Pease V., Scott R.A. U–Pb SIMS zircon geochronology of Triassic and Jurassic sandstones on northwestern Axel Heiberg Island, northern Sverdrup Basin, Arctic Canada / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sorensen K. (eds) // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 559–566. DOI: 10.1144/M35.37.

15. *Tuchkova M.I., Sokolov S., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Provenance analysis and tectonic setting of the Triassic clastic deposits in Western Chukotka, Northeast Russia // Stephan Mueller Spec Publ. 2009. Ser. 4. P. 177–200.

16. Тучкова М.И., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Вержбицкий В.Е. Сравнительный анализ условий триасового осадконакопления Западной Чукотки и юговосточного фланга Кулар-Нерского сланцевого пояса (Восточное Верхоянье) // Ученые записки Казанского Университета. Естественные науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 145–156.

С.Н. Тюпанов¹

Тектонические особенности складчатого обрамление Балтийского щита (на примере района полуостровов Средний и Рыбачий)

Северное обрамление Кольского полуострова, известное в литературе как Кольско-Канинская моноклиналь, представлено полого дислоцированными рифей-вендскими отложениями кильдинской и рыбачинской суперсериями. Первая залегает на породах Балтийского щита в виде чехла или в составе палео-рифта. Образования этой зоны развиты на полуострове Средний и в южной части полуострова Рыбачий, а их аналоги прослеживаются на юго-восток – на о. Кильдин и в небольших грабенах в районах Ивановской губы, мыса Святой Нос, Лумбовского залива и устья р. Поной. Рыбачинская суперсерия принципиально отличается, прежде всего, по геодинамической интерпретации, так как рассматривается в составе Варангер-Тиманского складчатого пояса

¹ МГУ, ГИН РАН

байкалид [1]. Граница между этими сериями известна в литературе как Тролльфиорд-Рыбачий-Канин (ТРК) или линия Соколова [2] (рис. 1). Некоторыми исследователями считается, что именно по этой линии вся система байкалид Варангер-Тиманского пояса была надвинута на край Восточно-Европейской платформы.



Рис. 1. Схема геологического строения рифейских отложений на полуостровах Средний и Рыбачий по [5].
1-6 – Кильдинская суперсерия, 7–13 – Рыбачинская суперсерия, 14 – гранитогнейсы и амфиболита Балтийского щита, 15 – дайки (палеозой), 16 – выходы дезинтегрированных гранитов, 17 – структурные элементы, 18 – углы падения пластов (а) и сланцеватости (б), 19 – параметрические скважины П-1 и Р-1

Глубинное строение полуострова Средний, благодаря данным по скважине П-1, достаточно однозначное. Здесь мощность осадочных неопротерозойских отложений около 1 км. Породы залегают на архейском фундаменте в районе хребта Мустатунтури и далее по направлению к зоне ТРК они полого (10°) падают на север. В итоге, за 15 км, которые разделяют хребет и скважину П-1, породы погружаются на 1 км, что и было установлено при буровых работах. Если считать, что на перешейке, в районе мыса Вестник, обнажаются породы фундамента, то пологая моноклиналь, падающая на север под углом 15°, на северной оконечности полуострова Рыбачий будет иметь мощность до 3 км.

Таким образом, если глубинное строение полуостровов в настоящее время более или менее ясно, то вопрос о характере их сочленения не совсем однозначен. Безусловно, отличительной чертой зоны контакта являются массивы дезинтегрированных гранитов. Причины формирования подобных массивов в составе крупных тектонических зон интерпретировались с точки зрения надвиговой тектоники, но в последнее время появляется все больше данных о том, что процесс дезинтеграции и протрузивного внедрения обусловлены явлением шоковой декомпрессии в сбросовых зонах (лежачее крыло) или в сдвигах (глубинные пуллапарты) [3].

Наиболее выразительной структурой является тело дезинтегрированных гранитов на мысе Вестник в восточной части перешейка (рис. 2). Восточная оконечность мыса и, по своей сути центральная часть структуры, представлена массивом дезинте-грированных гранитов, имеющих постепенный, выраженный кластической брекчией, переход к вмещающим осадочным породам. В целом структуру, образующую мыс можно рассматривать как структуру, унаследовавшую Вестник морфологию рифейского прогиба. Установленные в ходе полевых работ 2011-2013 гг. разломы (линия Соколова и разлом между перешейком и полуостровом Рыбачий) образуют грабенообразную структуру оконтуривают область развития гранитов. В результате картирования контактов дезинтегрированных гранитов с осадочными породами рифея было отмечено общее падение последних под массив, что не согласуется с куполобразной структурой, так четко выраженной в морфологии.

Таким образом, рассматриваемая версия о протрузивном внедрении, сопровождавшимся дезинтеграцией в результате тектонокессонного эффекта (лежачее крыло сбросовой системы), не подтверждается структурными наблюдениями.

Характер дробления гранитов (по составу это плагиограниты) весьма специфичен: нет каких-либо линейных зон и трещин господствующих направлений. Порода хаотично раздроблена, причем дробление выражено как на макроуровне, так и при микроскопическом описании пород (межзерновое дробление). В шлифах отчетливо видно дробление по краям зерен с образованием характерных зон, напоминающих структурно и текстурно псевдотахилиты. Участки межзернового и межблокового дробления сложены более мелкими обломками соседних



Рис. 2. Структурная схема выхода дезинтегрированных гранитов (мыс Вестник) и разрез по линии АБ

зерен или блоков с примесью аморфного стекловатого вещества, по всей видимости являющимся продуктом фрикционного плавления (предположительно псевдота-хилиты). Описываемое тело с западной стороны окружено неширокой (не более 10 м шириной) полосой развития пород, схожих с зювитами – несортированные по размеру и не окатанные обломки гранитного состава, с единичными витрокластами. Зювиты по локальному тектоническому контакту граничат с базальными конгломератами, вслед за которыми следуют породы нормальной градационной слоистости – от крупнообломочных песчаников до алевролитов.

Интересным также является наличие непосредственно в зоне разлома таких пород, как "черные сланцы", распространенных преимущественно на восточной части мыса и имеющих здесь непосредственный контакт с гранитным телом. Происхождение их вероятнее всего связано с метосоматическими процессами, протекавшими одновременно с образованием гранитного тела. Таким образом, в результате структурного наблюдения зоны контакта гранитного массива и вмещающих пород отмечено общее падение последних под массив. На основании этого можно предположить "грибоподобную" структуру, образованную гранитными породами. Однако, наличие в гранитах стекловатого материала свидетельствует о мгновенности процесса внедрения. Явно эксгумированные базальные конгломераты, граничащие с зювитами (или очень схожими с ними породами), и "черные сланцы", находящиеся в грабенообразной структуре выглядят схоже с взрывными кольцевыми структурами [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта РФФИ №12-05-31465 и №13-05-00298 и программы ОНЗ 10.

Литература

1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

2. Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любиов В.В., Чикирев И.В. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, №1. С. 151–160.

3. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

4. *Маракушев А.А., Шатько Л.И.* Проблема формирования платформенных депрессий и взрывных кольцевых структур. // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78, Вып. 4.

5. Терехов Е.Н., Журавлев В.А., Балуев А.С., Тюпанов С.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности обрамления Восточно-Европейской платформы (район полуостровов Средний и Рыбачий) // Исследование и освоение углеводородных ресурсов прибрежных регионов: Материалы международной российско-норвежской конференции. Архангельск, 2013. С. 32–37.

Система террейн-континент в Западном Прибайкалье: структура раннепалеозойского тектонического коллажа вдоль зоны коллизионного шва

1.В Западном Прибайкалье локализована раннепалеозойская коллизионная система, отделенная от Сибирского кратона коллизионным швом. Картируемая здесь глубинная композиция (метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно) представляет собою коллизионный коллаж – группировку сдвиговых пластин различного состава и геодинамической природы (фрагменты островодужных и задуговых сегментов коры, микроконтинента). Косая коллизия и торошение террейна вдоль края кратона привели к тектонической дезинтеграции исходных компонентов системы. Обнаружен и закартирован собственно коллизионный шов. Его протяженность около 150 км, ширина в плане до 1 км. В докладе рассматривается глубинная структура коллизионного композита, прилегающего непосредственно к шву. Она установлена в результате детального картирования с плотным использованием современных данных аэрокосмического зондирования. Банк таких данных включает: аэрофотоснимки четырех масштабов (в том числе сверхкрупного, 1:5000, Россия); панхроматические и мультиспектральные космические снимки высокого и сверхвысокого разрешения со спутников IKONOS-2, QUICK BIRD-2 и WORLD VIEW-2 (все - США); космоснимки высокого разрешения со спутников ALOS (триплет, Япония), SPOT-5 (Франция); среднемасштабные космические снимки с аппаратов LANDSAT-4 и LANDSAT-7 (США). Космический материал обрабатывался в программном комплексе ENVI компании ITT Visual Information Solutions (США). Использовались космические 3секундные цифровые 3D-модели рельефа, генерированные из базы радарных данных миссии SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, спутник SHUTTLE, США). Объемные модели обрабатывались в программе Global Mapper. Электронные макеты изданных геологических и тектонических карт двух опорных площадей, примыкающих к зоне коллизионного шва (м-б 1:12500), составлялись на основе космических снимков

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия ² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³ Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

со спутников IKONOS-2 и QUICK BIRD-2, попиксельно привязанных к глобальной трехмерной системе координат WGS 84 (World Geodetic System). Приобретение и поставку лицензионных космических дистанционных материалов со спутников IKONOS-2, QUICK BIRD-2 и WORLD VIEW-2 обеспечивала компания СОВЗОНД (Москва).

2.В пограничной полосе Сибирского кратона, примыкающей к коллизионному шву с северо-запада, развиты метаморфические породы иликтинской и анайской свит сарминской серии палеопротерозоя (метапесчаники и метавулканиты, кварциты, гранат-кианит-хлоритоидные сланцы) а также граниты приморского комплекса (1,91 млрд лет). Они затронуты бластомилонитизацией, которая быстро убывает при удалении от коллизионного шва. Уже на небольшом расстоянии от зоны шва следов его воздействия на породы кратона не обнаруживается. Сам коллизионный шов – важнейшая структура регионального ранга – отабсолютным преобладанием бластомилонитов личается (эпилотамфиболитовая фация метаморфизма). Породы Ольхонского террейна нигде не соприкасаются непосредственно с породами Сибирского кратона, только через коллизионный шов. На юго-западном фланге зоны шва среди бластомилонитов присутствуют крупные реликтовые включения раннепалеозойских гранулитов, а также тектонически блокированные фрагменты карбонатных пород платформенного чехла (?). На северо-восточном фланге зоны шва господствуют бластомилониты и очковые бластомилониты – в основном по породам Ольхонского террейна.

3. Внутренняя структура террейна целиком подчинена конфигурации коллизионного шва. Непосредственно вдоль шва выделяется несколько узких, но протяженных зон (Черноруд, Томота, Зундук), которые представляют собой упаковки сдвиговых пластин, образованных: а) пестрым по составу ольхонским комплексом (двупироксеновые гнейсы, кварциты, мраморы, кальцифиры, мраморные меланжи – гранулитовая фация метаморфизма), метагабброидами и синметаморфическими гранитами и б) гнейсово-мигматитовым комплексом Шебарта (амфиболитовая фация). Примыкающий к шву Ольхонский террейн отличается сверхсложной внутренней архитектурой, многостадийным характером и большим морфологическим разнообразием генетически различных складчатых комбинаций. В значительной степени это обусловлено резкой реологической неоднородностью геологической среды, обусловившей дополнительные эффекты, усложняющие и без того непростую структуру. Региональный материал, вместе с тем, свидетельствует о

формировании генеральной структуры системы, прилегающей к шву, в кинематике простого сдвига, а для зон гнейсово-мигматитового состава - при одновременном проявлении кинематики простого и чистого сдвига. Во всех зонах обнаружены признаки досдвиговых (но тоже синметаморфических) деформаций покровного типа (скорее всего, они связаны с этапами аккреции, предшествовавшими коллизии), а в гнейсовомигматитовых пластинах – проявления купольного тектогенеза. Характерно косое (под углами 10-20°) причленение к коллизионному шву различных компонентов системы. Такова, например, конфигурация зон метаморфизма: с юго-запада на северо-восток к шву примыкают три таких зоны – амфиболитовой, гранулитовой и снова амфиболитовой фации). Многочисленные сдвиговые пластины при детальном картировании обнаруживают непосредственно вблизи шва рисунок структурного веера. А вихревые и кольцевые структуры, возникавшие в процессе роллинга (вращения в процессе сдвига) «жестких» тел габброидов, блокированных в маловязком метаморфическом матриксе, еще более усложняют запутанный клубок деформаций, проявленных вдоль коллизионного шва.

4. Сдвиговые пластины имеют стреловидные окончания, протяженность 1-10 км при ширине в плане до 1 км. В пластинах нередко сохраняются композиции покровных складок, предшествовавших сдвигам. Иногда удается выяснить, что такая сохранность ранних структур среди тотально проявленных сдвиговых деформаций связана с присутствием здесь многочисленных «жестких» массивов габброидов, в кровле которых пакеты ранних складок покровного типа оказались экранированными, «защищенными» от влияния сдвигов (район Тонта). Собственно сдвиговые структурные композиции разнообразны по своей морфологии и размерам. Два этапа сдвиговых деформаций установлены вдоль всей зоны коллизионного шва. Иногда сдвиговые складчатые пакеты формируют крупные пакеты сигмоидальной конфигурации (район Кучелга) с субвертикальными шарнирами. Складчатые сигмоиды образуют и целые сдвиговые пластины. Но чаще всего все эти сложные по морфологии конфигурации тектонически расплющены. Наиболее мощно это проявлено в рамках зоны Томота, образованной монотонным по составу гнейсово-мигматитовым комплексом. Тектоническое течение реализуется здесь в кинематике чистого сдвига, но близость к коллизионному шву определяет и масштабный характер проявления здесь и кинематики простого сдвига. Одновременное действие чистого и простого сдвига в одном и том же объеме геологической среды – впечатляющий стиль тектоники зоны Томота. Здесь локально развиты и такие же, как в зоне Черноруд, ранние покровные структуры, и структуры купольного генезиса (те и другие сохраняются лишь в реликтах), но все «задавлено» сдвигами. Картируемая композиция зоны Томота представляет собой многочисленные узкие (200–400 м) линейные пластины протяженностью первые километры (иногда до 15–20 км), разделенные бластомилонитовыми швами и офиолитовыми сутурами.

5. Амплитуды сдвиговых перемещений по коллизионному шву остаются загадочными: нет никаких реперов, которые позволили бы определить горизонтальные масштабы такого транспорта. Вместе с тем при попытках такого рода нужно иметь в виду следующее. Циклопические по силе коллизионные события, разрушившие Ольхонский террейн, практически никак не отразились на инденторе – Сибирском кратоне. Ни гранулитовая, ни амфиболитовая фации метаморфизма, свойственные породам террейна, никак не отражены в породах кратона (там - фактически рядом - метаморфизм отвечает лишь зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям). Эпидот-амфиболитовая фация, свойственная породам коллизионного шва, хотя и близка по параметрам парагенезисам кратона, но линеаризация и складчатые деформации, сопровождавшие коллизионное сдвиговое торошение, тоже никак не отражены в породах кратона. Все это означает, что картируемый в современном срезе контакт кратона и террейна не отвечает истинной ситуации в раннем палеозое. Можно утверждать, что в целом картируемая система есть результат более позднего тектонического транспорта, когда участвовавшие в коллизии сегменты коры были затем пространственно разведены. И по вертикали, и по горизонтали. Например – в новом слвиге...

6. Следствие косой коллизии – гигантские масштабы проявления сдвигового тектогенеза в глубинных горизонтах земной коры и линеаризация всей системы. Вместе с тем практически повсеместно обнаруживаются реликты досдвиговых, но тоже синметаморфических деформаций. Они носят покровный характер и отражают, скорее всего, не коллизионный, а аккреционный этап развития системы. Это – в целом. А в деталях картина была несравненно более сложная. Эпизоды аккреции и коллизии вовсе не обязательно совпадали по площади региона. Наоборот. Аккреционные эпизоды в одних частях системы могли быть синхронны эпизодам коллизии в других ее сегментах. Изотопные датировки указывают на такую возможность, и это нужно иметь в виду при попытках регионального синтеза.

Влияние геологических факторов на психическое состояние и агрессивное поведение людей

В работах автора [2–5] было показано, что на поведение людей и социальных систем оказывает огромное влияние «неизвестный геологический фактор», действующий в *геологически активных районах* (т.е. в районах *разогретой мантии*, в зонах *дизъюнктивных (разрывных) нарушений*, областях *вулканизма*, областях *высокой сейсмичности*, областях *рифтогенеза*). (Повышенная температура мантии свидетельствует об активности геологических процессов). Влияние «неизвестного геологического фактора» приводит к активизации и возбуждению людей, делает их легко внушаемыми, агрессивными, эмоциональными, склонными к жестокости, к увлечению «великими идеями» и к борьбе за распространение «великих идей»; в то же время, это влияние усиливает творческие способности людей. Приведём некоторые примеры:

1. Пакистан расположен в районе границы литосферных плит, в области высокой сейсмичности (рис. 1) [3, 4]. На рис. 1 «А» показана геологическая карта Пакистана. В западной его части располагаются разломы, сдвиги, область повышенной сейсмичности, треугольником обозначено место вулканического выброса 2010 г. Восточная часть Пакистана расположена на геологически мало активной Индостанской платформе. На рис. 1 «Б» показана карта «Уровень социальной напряжённости в Пакистане» [7]. Жирная линия отделяет стабильной восточную часть страны от нестабильной западной. Плотность точек характеризует уровень нестабильности – чем гуще точки, тем нестабильнее район. Нестабильные районы расположены на той части территории, где находятся главные разломы. Стабильные районы расположены на Индостанской платформе [3, 4].

2. Было проведено сопоставление Карты пространственного распределения областей с наибольшим числом вооружённых конфликтов (1945–2011 гг.), представленных в базе данных М.Г. Маршалла [17] (см. [3; 4]) с Картой распределения наиболее геологически активных областей Земли. База включает 326 конфликтов с числом погибших более 500 человек. В ней учтены только погибшие непосредственно в конфликтах ("directly-related" deaths); всего в 326 конфликтах погибло ок. 25 700 000

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия



Рис. 1. А – главные разломы на территории Пакистана (по [6]). 1 – надвиги, 2 – сдвиги и сбросы. Треугольником показано место вулканического выброса 29.01.2010 г.

в районе Ziarat (см. [3]). Буквой «С» обозначена Чаманская левосдвиговая зона (Chaman fault). Б – уровень социальной напряжённости в Пакистане (по [7]). Жирная линия отделяет стабильную западную часть страны от нестабильной восточной. Плотность точек характеризует уровень нестабильности – чем гуще точки, тем не стабильнее район

чел. (Исследования М.Г. Маршалла и созданная им база данных финансируются Political Instability Task Force (PITF), основанной Центральным Разведывательным Управлением США.)

Сравнение карт показало, что области с наибольшим числом вооружённых конфликтов в 1945–2011 гг., располагаются в геологически высоко активных районах. Это: Балканы, Кавказский регион, Афганистан, Пакистан, район Палестины, Вьетнам, Эфиопия, Йемен, Руанда-Бурунди-Уганда, Центральная Америка. Эти же районы в течение всей Мировой истории были центрами вооружённых конфликтов. В вооружённых конфликтах, бывших в указанных районах, погибло ок. 14 500 000 чел., что составляет 57 % числа всех погибших в 1945–2011 гг.

Характерно, что военная активность в указанных областях не связана непосредственно с этническими и религиозными особенностями населения.

Для выявления областей, в которых постоянно происходят вооружённые конфликты, было рассмотрено географическое распределение территорий, на которых было больше 6 конфликтов – (а) в 1991–2011 гг.



Рис. 2. Области с наибольшим числом вооружённых конфликтов: в 1960– 1980 гг. и в 1991–2011 гг. (число конфликтов 6 и более). 1) Руанда, Бурунди, Уганда: 9/8; Руанда, Бурунди, Уганда, Кения, Вост. Заир: 11/12, 2) Афганистан, Пакистан, Кашмир, Таджикистан, Индийский Пенджаб: 6/12, 3) Курдистан, Ирак, Зап. Иран, Азербайджан, Армения, Грузия: 7/15, 4) Эфио-

пия, Йемен, Эритрея, Джибути: 6/7. Первая цифра в дроби – число конфликтов начавшихся и/или продолжавшихся в 1960–1980 гг., вторая цифра – число конфликтов начавшихся и/или продолжавшихся в 1991–2011 гг.

(период после окончания Холодной войны) и (б) в 1960–1980 гг. (период, относящийся к середине Холодной войны). В результате сопоставления этих географических распределений, были выявлены области «постоянных вооружённых конфликтов» (рис. 2). Это: (а) Руанда-Бурунди-Уганда, (б) Эфиопия-Йемен, (в) Кавказский регион, (г) Афганистан-Пакистан. Все эти области расположены в геологически очень активных местах (все в высоко сейсмичных районах, в областях голоценового вулканизма. В областях «постоянных вооружённых конфликтов» в 1945–2011 гг. было 26% всех конфликтов (85 из 326, имеющихся в базе) и погибло ок. 35% погибших во всех конфликтах (8,9 млн чел. из 25,7 млн чел.), а без учёта Корейской, Ангольской войн (противостояние США – СССР) и политических конфликтов в Китае (5,5 млн чел) – 44% всех погибших.

Автором показано, что с областями «постоянных вооружённых конфликтов», показанными на рис. 2, совпадают районы, в которых постоянно происходят крупные вооружённые конфликты (конфликты с числом погибших более 100 000 чел. в одном конфликте) [3, 4].

В геологически активных районах на людей действует *неизвестный геологический фактор*, который делает людей агрессивными, легко возбудимыми, легко внушаемыми [3–5], – т.е. восприимчивыми к дестабилизирующим воздействиям. Люди становятся жестокими и мстительными, стремящимися воевать «за идею», «из чувства ненависти», «из чувства мести». Это позволяет организаторам войн (в основном США, Англии) легко создавать здесь вооружённые столкновения.

Как показал В.М. Бехтерев [1] благодаря внушению так называемая «психическая зараза» (возбуждённое состояние, типы поведения, чувства, идеи) передаётся от одних людей другим. Соответственно, массовые психозы возникают и достигают наивысшей степени в таких местах, где люди наиболее внушаемы.

Литература

1. Бехтерев В.М. Внушение и его роль в общественной жизни // Мозг: структура, функция, патология, психика. Избранные труды. Т. 2. / Под ред. А.Г. Чучалина. М.: Наука, 1994. С. 501–678.

2. Фёдоров А.Е. Влияние геолого-геофизических факторов на социальные явления и активность людей // Система «Планета Земля»: 15 лет междисциплинарному научному семинару. 1994–2009. М.: ЛЕНАНД, 2009. С. 214–284.

3. Фёдоров А.Е. Влияние геологических факторов на вооружённые конфликты 1945–2010 гг. и на начало Второй Мировой войны // Система «Планета Земля»: Русский путь: Рублёв – Ломоносов – Гагарин. Монография. М.: ЛЕНАНД, 2011. С. 416–510.

4. *Федоров А.Е.* Влияние геологических факторов на локальные и мировые вооруженные конфликты // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. Т. 1. Вып. 1. 2012 г. Специальный выпуск СИСТЕМА ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ.

5. Фёдоров А.Е. Влияние геотектоники на активность населения Кавказа // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. Т. 2. Вып. 1. 2013 г.

6. Geology of Pakistan / Bender F.K., Raza H.A. (eds.). Berlin: Gerbruder Borntraeger, 1995. 414 p.

7. Verma B. Pakistan's Fault Line // Indian defence review. V. 22.1, Jan–Mar 2007. Сайт: http://www.indiandefencereview.com/military+&+space/Pakistans.

Закономерности распространения карбонатных микроплатформ и вулканогенных построек и их связь с нефтегазоносностью на примере Восточного Предкавказья и Прикаспийской впадины

Актуальность: карбонатные коллектора являются наиболее перспективными на известных месторождениях с коэффициентом пористости не менее 30%. Особое место занимают рифогенные известняки с выраженными зонами микро-, мезо- и макрокарста. Проницаемость их возрастает в разы или даже на целые порядки. Известно, что рифы образуются в условиях при температуре не менее 20°С и в чистых водах, при этом скорость подъема морского дна равна скорости роста рифа. Такие зоны выделяются в особые участки аномальной проницаемости, так называемые зоны растяжения с аномальной проводимостью, которые выделяются также и в терригенных породах.

В связи с этим в последнее время выделяют карбонатные платформы (микроплатформы), к которым приурочиваются известные месторождения-гиганты нефти и газа (Астраханское, Тенгизское, Оренбургское и др.) (рис. 1). Все они связываются с указанными типами карбонатных коллекторов. При рассмотрении Астраханской микроплатформы на предмет вулкано-плутонических центров, отмечается наличие таковых в пределах территории исследования, а также связь их с рифогенными известняками девона и карбона [1].

В зоне сочленения кряжа Карпинского и Прикаспийской впадины авторами особо выделяется Нурин-Хагская (рис. 2) структура центрального типа. Геолого-тектоническая модель по нашему мнению, представляет собой рифогенную микроплатформу приуроченную к девонскому вулканоплутоническому центру (выделяется по магнитной аномалии и по результатам дешифрирования, КФС среднего масштаба и подтверждается геохимическими и сейсмическими исследованиями) [8].

На территории Северо-Западного Кавказа, согласно известной геолого-тектонической модели Летавина А.И., отмечается приуроченность рифогенных построек к вулкано-плутоническим центрам юрского возраста. Они, как правило, диагностируются в рельефе по межгорным впадинам и аномальным расширениям пойм в долинах рек [3].

¹ Северо-Кавказский Федеральный Университет (СКФУ), Ставрополь, Россия



ниями (с позиций эрозионно-тектонической теории)

273



Рис. 2. Геолого-тектоническая модель Нурин-Хагской перспективной площади на нефть и газ с позиций эрозионно-тектонической теории и результатов интерпретации одноименной структуры центрального типа СЦТ (Харченко, 1983–2004 гг.) Аналог Тенгизского месторождения нефти в Казахстане

На территории Восточного Предкавказья сравнительно широко распространены в плане и в разрезе триасовые вулканогенно-карбонатные отложения. Они слагают особый переходный комплекс или структурнотектонический этаж. Как известно, триасовый вулканизм широко распространен по всему миру. Он соответствует особому циклу тектономагматической активизации (200 млн лет). На территории Восточного Предкавказья только по результатам бурения вскрыто 24 вулканоплутонических центра. По результатам анализа данных бурения и сейсмических исследований отмечается закономерная приуроченность рифогенных построек и этих центров. Они являются не только благоприятными условиями для образования древних рифов, но и вполне вероятными зонами субвертикального подтока флюидов. Вулканоплутонические центры служат «генераторами» образования УВ и являются постоянным поставщиком флюидов [2, 4–7].

На территории всего Ставрополья, по аналогии с Восточным Предкавказьем и Прикаспием, вероятны рифы и многочисленные залежи УВ, приуроченные к известным вулкано-плутоническим центрам палеозойского возраста [8].

Таким образом, первоочередными наиболее перспективными объектами для поисков залежей УВ, где возможны высокие дебиты эксплуатационных буровых скважин, являются рифогенные тела и карбонатные массивы, приуроченные к вулкано-плутоническим центрам девона, триаса, юры и вероятно более молодого возраста.

Литература

 Антипов М.П. Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность / М.П. Антипов, Ю.А. Волож, А.Н. Дмитриевский, Т.Н. Хераскова, В.С. Парасына, А.К. Токман, А.Ф. Ильин, А.Н. Бродский, В.М. Глоговский, Р.Б. Сапожников. М.: Научный мир, 2008. 221 с.

2. Ленькова Л.П. О типах ловушек углеводородов в карбонатных отложениях нижнетриасовой нефтекумской свиты в пределах Величаевско-Максимокумского вала Восточного Предкавказья // Нефтегазоносность карбонатных формаций. М., 1987.

3. Летавин А.И. К проблеме прогнозной оценки углеводородов в палеозойских отложениях передового хребта Северного Кавказа и Предкавказья / А.И. Летавин, П.А. Петренко, А.Ф. Лопатин, Ю.А. Стерленко, Б.Г. Вобликов // Геология нефти и газа. М., 1994. № 12.

4. *Назаревич Б.П.* Ногайская (верхний триас) вулканогенно-осадочная формация Восточного Предкавказья – состав, строение и взаимоотношение с до и посленагайскими вулканитами / Б.П. Назаревич, И.А. Назаревич, Н.И. Швыдко // Формация осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 67–85.

5. Назаревич Б.П. Биогермные нижнетриасовые постройки – новый тип природных резервуаров нефти и газа в Восточном Предкавказье / Б.П. Назаревич, И.А. Назаревич, Н.И. Швыдко // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1982.

6. Сорокина И.Э. Литолого-геофизическое исследование нижнетриасовых карбонатных резервуаров Восточного Предкавказья // Нефтегазоносность карбонатных формаций. М., 1987. 7. Сорокина И.Э. Литолого-фациальные признаки выявления погребенных органогенных построек в верхнепермско-нижнетриасовых отложениях Восточного Предкавказья // Структурные и литолого-фациальные критерии нефтегазоносности. М.: ИГиРГИ, 1983.

8. Харченко В.М. Структуры центрального типа, их связь с месторождениями полезных ископаемых (на примере объектов Предкавказья и сопредельных территорий). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Ставрополь: СКФУ, 2012.

А.О. Хотылев¹

Строение, состав и история развития раннепротерозойского александровского комплекса (Южный Урал)

Александровский метаморфический комплекс располагается на юговосточной границе Тарашского выступа архея Южного Урала и фактически представляет собой узкий тектонический блок в зоне Юрюзань-Зюраткульского разлома, разделяющего две крупные структуры в пределах Башкирского мегантиклинория: Тараташский выступ и антиклинорий Урал-Тау.

Возрастные датировки. Вопрос возрастных датировок протолита комплекса и этапов его преобразования изучался многими исследователями и на данный момент единого мнения все равно не сформировано. Считается, что возраст протолита массива Карандаш стоит оценивать в 2 696±13 млн лет [2], следовательно, если этот массив действительно имеет интрузивные контакты, протолит александровского комплекса должен быть еще древнее и предполагается архейским (около 3,5 млрд лет). В дальнейшем комплекс претерпел гранулитовый метаморфизм (2 044 млн лет), плагиогранитизацию в амфиболитовой фации (≈1 800 млн лет) с внедрением гранитоидов и последующую эксгумацию (≈300 млн лет) [2]. Кроме того, изотопными методами фиксируются некие события с возрастами 2 461±36, 2 344±29, а также в интервале 1400–1200 млн лет [3].

Строение разреза канала Изранда–Куса. При изучении строения разреза александровского комплекса в канале Изранда–Куса было обнаружено, что комплекс представляет собой сложное сочетание блоков

¹ Московский государственный университет им М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

и полос, сложенных гнейсами, гранито-гнейсами и базитовыми породами. О гнейсах из исследований предшественников известно, что они представлены двумя типами – гнейсами по осадочным или вулканическим породам и гранито-гнейсами по позднее внедрившимся гранитоидам. Обычно они различимы достаточно трудно, и только по наличию зон ороговикования можно хоть сколько-то уверенно говорить об их магматическом происхождении. Что касается пород основного состава, то предыдущие исследователи [3] выделяют два их типа: метабазиты субстрата комплекса и метабазиты дайкообразных тел с апогаббровой структурой. Однако, по результатам наших исследований, у нас сформировалось несколько иная точка зрения.

В разрезе канала Изранда–Куса нами мы не обнаружили метабазитов субстрата, а только метабазиты двух типов по основным дайкам. Первые – очень сильно выветрелые и рассланцованные, легко рассыпающиеся породы, слагающие дайки и линзовидные «будины» длиной до 3–4 метров. Эти породы весьма неустойчивы, сильнее хлоритизированы и биотитизированы. Второй тип – более устойчивые, крепкие и твердые породы с хорошо заметной габбровой структурой, также образующие или дайки, или «будины». Стоит отметить, что в шлифах разницы в минеральном составе почти нет, а существенно меняется лишь степень рассланцевания, удлиненности зерен и биотитизации. На основании этого мы склонны считать, что в комплексе присутствуют две генерации дайковых тел основного состава, внедрявшихся с интервалом во времени и претерпевших метаморфизм разных уровней – сильнее рассланцованные внедрились раньше, а несущие габбровую структуру – позже.

Стоит отдельно отметить, что в разрезе канала нами были описаны признаки «цветочной» структуры, обычно формирующейся в условиях транспрессии, и складки с вертикальным шарниром, характерные для левого сдвига.

Петрографическая и геохимическая характеристика пород

Как уже упоминалось ранее, породы комплекса представлены гнейсами и метабазитами, из которых, наибольшее распространение имеют первые, частично являющиеся вмещающими породами для метабазитовых тел [3].

Лейкократовые породы представлены гранито-гнейсами и гнейсами лейкократовыми, гнейсами мусковитовыми и двуслюдяными. Также обнаруживаются двуслюдяные эпидотовые гнейсы, некоторые разности содержат до 6% граната. Аплитовидные образования, представлены кварцевыми сиенитами и гранодиоритами.

Согласно результатам химического анализа все метапелиты комплекса относятся к гранитам и плагиогранитам, причем тренды редкоземельных элементов однозначно указывают на их коровое происхождение. Весьма крутой отрицательный наклон трендов REE свидетельствует о процессах дифференциации при их формировании, и о том, что в рестите, возможно остался гранат.

Меланократовые породы разреза канала Изранда-Куса представлены сланцами, сложенными в различных пропорциях биотитом, кварцем, полевым шпатами и роговой обманкой. Местами в них появляется существенное количество эпидота или кианита. Встречены также эпидоткварц-биотитовые сланцы. В разрезе они обнаруживаются либо в виде даек мощностью до первых метров, либо в виде сильно деформированных, разбитых на блоки в форме будин длиной до 3 и более метров. Последние, по-видимому, также изначально являлись дайками, однако позднее были тектонизированы и растащены. Однако стоит отметить, что даже если тела в целом не нарушены и сохраняют очертания даек, то порода все равно рассланцована, что вероятнее всего связно с меньшей устойчивостью метабазитов по отношению к вмещающим гнейсам.

Все метабазиты претерпели гранитизацию, что выразилось в формировании кварца (до 30%) и калиевого полевого шпата (до 20–30%) и уменьшении количества плагиоклаза до 5–7% и менее. Также несомненно, что породы были биотитизированы, причем в разной степени, и количество биотита, замещающего роговую обманку, может достигать 25–30%. Некоторые разности обогащены эпидотом (до 15%), возможно, сформировавшимся также при процессах метасоматоза. По своему составу породы отвечают нормальнощелочным и щелочным габброидам, содержания SiO₂ колеблются от 44 до 53%, (Na₂O+K₂O) – 1,5–4%. В целом можно предполагать, что базиты имели **нижнекоровый источник**.

Отдельно от пород непосредственно александровского комплекса нами был изучен массив ультрабазитов Карандаш, сложенный очень плотными меланократовыми ультрамафитами. На данный момент считается [3], что массив представляет собой тело амфиболитов с редкими реликтами исходных пород – израндитов. В последних работах [1] было доказано, что самостоятельное название «израндиты» для этих пород не обязательно – они относятся к плагиоклазовым оливиновым пироксенитам. Изученные нами образцы являются амфиболитами, более чем на 95% состоящими из роговой обманки и лишь в редких случаях содержат реликты пироксенов. Породы либо равномернозернистые без признаков изначальных пироксенов, либо содержат псевдоморфозы по крупным, до 5 мм идиоморфным кристаллам пироксена и оливина. Также встречены в небольшом количестве гранат, шпинель и плагиоклаз. Содержание SiO₂ в породах колеблется в пределах 41–48%, причем в большей части – 44–46%, количество щелочей (Na₂O+K₂O) < 2%. Таким образом, их фигуративные точки на классификационной диаграмме приходятся на границу полей троктолитов и перидотитов. Распределение редких и редкоземельных элементов весьма характерно для мантийного деплитированного источника.

Выводы

На основании проведенных исследований можно считать, что массив Карандаш невозможно относить к александровскому комплексу, так как он имеет, мантийные источники и внедрился в комплекс существенно позже его формирования, вероятно, 2 696±13 млн лет назад. Тела метабазитов сформировались в два этапа, о чем свидетельствует разная степень их тектонизации и рассланцевания, но по химизму они весьма схожи межу собой. При их формировании происходила отсадка кристаллизующегося оливина и, наоборот, не фракицонировался плагиоклаз. Граниты, сформировавшиеся на стадии плагиогранитизации, имеют коровое происхождение и претерпели некоторую дифференциацию, о чем свидетельствует деплетированность тяжелыми редкими землями. Структурные особенности александровского комплекса отчетливо указывают на признаки цветочной структуры, что характерно для условий транспрессии. Вопрос о времени этих сдвиговых деформаций остается открытым, однако, не подлежит сомнению, что они происходили и в герцинское время (300 млн лет). Протолит александровского комплекса, возможно, имеет архейский возраст, около 3,5 млрд. лет, и сейчас он преобразован в гнейсы. В дальнейшем комплекс претерпел следующую последовательность преобразований:

1. Внедрение тела массива Карандаш;

2. Внедрение даек основного состава первого этапа; доплагиогранитный метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации;

3. Внедрение даек габбро второго этапа;

4. Региональный метаморфизм амфиболитовой фации с сопутствующей плагиомигматизацией;

5. Гранитизация пород комплекса;

6. Тектоническая переработка комплекса, предположительно в обстановке транспрессии, в результате которой сформировалась нынешняя «цветочная» структура с большим количеством «будин» компетентных пород.

Вопрос о том, относить ли александровский комплекс к категории

«комплексов тектонитов» или нет однозначно не решен, но по моему мнению его стоит рассматривать как метаморфический комплекс, претерпевший несколько стадий внедрения интрузивных тел и тектонизации, а не как набор тектонически совмещенных разнородных блоков.

Выражаю благодарность научному руководителю Александру Вениаминовичу Тевелеву, а так же Борису Борисовичу Шкурскому и Андрею Юрьевичу Бычкову, за руководство и ценные советы.

Литература

1. Кориневский В.Г., Котляров В.А. Минералогия плагиоклаз-оливинового клинопироксенита (израндита) Урала // Литосфера. 2009. №4. С. 27–40.

2. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовая геохронология александровского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2004. Т. 396. №4. С. 519–523.

3. Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Тр. Ильменогоского гос. зап., вып. XIX. Свердловск, 1978 (УНЦ АН СССР).

4. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. №5. С. 50–76.

И.И. Чайковский¹

Основные типы соляной тектоники складчатых и платформенных областей

В большинстве случаев соляные породы слагают дискордантные по отношению к вмещающей раме тела со сложным внутренним строением, свидетельствующем о движении солей в пластичном состоянии. Анализ современной изученности соляных структур позволил разделить их на шесть основных генетических типов, по преобладающему типу деформаций.

Первый тип, собственно солянокупольная тектоника (она же «галокинез» Трусгейма или «активный диапиризм» Джексона), связывается с гравитационной адвекцией. С. Аррениус (1912) был первым, кто предположил, что основной причиной формирования куполов является сила тяжести, которая обеспечивает изостатический подъем солей, характе-

¹ Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия

ризующихся пониженной плотностью. Л.Л. Неттлтон (1934) первым сравнил поведение соли и вышележащих пород в течение геологического времени как высоковязких жидкостей и первым провел физическое моделирование процесса образования соляных куполов. Он показал, что ведущую роль в всплывании соляных куполов играет гравитационная неустойчивость, обусловленная разностью плотностей: неизменностью плотности соли с глубиной, в то время как плотность окружающих осадков увеличивается. Ритц (1936) показал, что соляные купола окружены кольцевой синклиналью округлой формы, которая образуется в результате оттока соли от подошвы диапира, при его подъеме. Позднее, в Германии (Behrman, 1949) и Соединенных штатах (Nevin, Merrick, 1949), было показано, что над соляным куполом формируются концентрические и радиальные сбросы, которые позднее были воспроизведены и в экспериментальной модели (Carrie, 1956). Разработка калийных месторождений Германии показала, что в основании соляных куполов осевые плоскости складок наклонены вниз по склону, отражая трение с породами кровли, а в сводовой части купола – субвертикально. Субвертикальное течение солей по сужающемуся каналу обусловило формирование простых и изоклинальных колчановидных складок, характерных для высокометаморфизованных пород. В плане эти купола имеют сложную структуру, схожую со складками платка, пропущенного через кольцо (Kupfer, 1968). Для обозначения процессов, связанных с автономным перемещением соли под влиянием силы тяжести, Ф. Трусхейм (1957, 1960) ввел термин «галокинез». Он показал активную структурообразующую роль соли и проследил зависимость типов соляных структур от глубины их залегания. К.Дж. Талбот и М.П.А. Джексон (1987) с помощью физической модели, проследили эволюцию морфологии соляных структур в процессе их подъема. Было установлено, что форма образовавшегося пузыря зависит главным образом от отношения вязкостей соли и покрова и может иметь форму пальца с небольшим пузырьком, пузыря шарообразной формы или гриба.

Второй тип соляных структур, формирующихся за счет ведущей роли блоковых подвижек в фундаменте платформ, был выделен в 50-х годах. Согласно представлениям (Авров, 1950; Айзенштадт, 1958; Китык, 1963; Конищев, 1970) при относительном перемещении блоков фундамента происходит разрыв надсоляной толщи и последующий подъем соляных масс. В настоящее время такие подвижки связываются главным образом с рифтогенным растяжением, сопровождающимся прогибанием земной коры. Для Днепрово-Донецкой впадины приуроченность соляных структур, вытянутых вдоль глубинных разломов, была по-казана еще в 1958 г. (Косыгин, Бланк). Образование куполовгигантов Прикаспийской впадины также связывалось со ступенчатыми неровностями в подсолевом ложе (Неволин, 1961). Наибольший масштаб проявления линейных соляных структур характерен для Центрально-Европейского бассейна, где основная часть соляных подушек и диапиров ориентирована параллельно бортам глубоких грабенов, осложняющих структуру Центрально-Европейского бассейна. Выяснение взаимосвязи между разломами и соляными структурами, позволили предложить несколько моделей. По одной из них, в частности, «реактивного диапиризма» (Vendeville, Jackson, 1992), соль всплывает за счет раздвига надсолевых толщ. По другой модели (Stewart, 2007), пространственная взаимосвязь надсолевых и подсолевых нарушений ослабевает с увеличением мощности соляной толщи.

Третий тип соляных структур характерен для складчатых поясов. Впервые такие структуры (складки с проткнутым ядром), образующиеся в результате продольного сжатия, выделены Л. Мразеком (1905) в Карпатах и названы диапирами. Диапировые складки не имеют правильной формы и резко меняют свою форму в различных сечениях (пластообразная, эллиптическая, округлая). Г. Штиле (1917, 1926) вместе с многими немецкими геологами на примере отложений немецкого цехштейна связали формирование соляных диапиров с боковой нагрузкой саксонских горообразовательных движений. Он определил три основных типа геометрии складок над цехштейновой солью и отвел соли пассивную структурообразующую роль. Образование соляных структур в Актюбинском Приуралье также связывалось с тангенциальным сжатием (Руженцев, 1930) со стороны уральского складчатого пояса. Пространственное перераспределение соляных масс выявлено и для Тюбегатанской антиклинали (Ю-З Гиссар), сформированной в условиях косой коллизии.

Четвертый тип соляных структур связан со срывом осадочных толщ по поверхности солей при воздействии на них тангенциального сжатия. А. Баксторф (1907) первым предположил, что Юрские горы представляют собой покров, выдвинутый Альпами и сорванный со своего основания по поверхности эвапоритовой толщи триасового возраста, залегающей на поверхности жесткого фундамента. Структурный облик Юрского массива определяется сочетанием поперечных левых сдвигов, прямых и обратных надвигов, а также складками (срыва, взбрососкладок, рамповых) коробчатой и гребневидной формы, наклоненых как во внешнюю, так и внутреннюю стороны массива. Подобные структуры, проявленные в связи с соляными толщами известны в Канаде, Иране и на юге Сибирской платформы.

Пятый тип структур связан с тектоникой гравитационного скольжения. Гипотеза гравитационной тектоники, проявляющейся в результате течения и скольжения больших масс горных пород под влиянием собственного веса, сопровождаемая формированием складок и разрывов, является одной из старейших (Scrope, 1825; Naunnann, 1849). Рейер (1888, 1892) первым экспериментально получил складки гравитационного скольжения. Необходимым условием проявления гравитационного скольжения являются наличие в основании перемещающейся толщи пород повышенной пластичности (глины, гипс и др.), достаточный вес вышележащих осадков и уклон рельефа. Особенно ярко тектоника гравитационного скольжения проявляется при наличии в разрезе соляных пород. Так, довольно масштабным проявлением гравитационного скольжения, является формирование системы грабенов в национальном парке Каньонленд, где эрозия надсолевых пород рекой Колорадо обеспечивает растяжение и скольжение блоков по полого падающей кровле соляной формации Парадокс (Trudgill, 2002; Schultz-Ela, Walsh, 2002). Значительно раньше идею о проявлении гравитационного оползания на побережье Мексиканского залива высказал Е.Клоос (1968). Он показал, что в надсолевых осадках по периферической части залива формируется краевой грабен, ограниченный антитетическими сбросами. В дальнейшем свидетельства проявления гравитационного скольжения были зафиксированы на континентальных склонах пассивных окраин Бразилии и Анголы (Jackson, Cramez, 1989; Duval, Cramez, 1991). Было установлено, что в связи с уменьшением нагрузки вышележащих осадков и действием силы тяжести происходит выдавливание соли и ее стекание вниз по склону с образованием не только грабенов и конседиментационных сбросов, но и сложной складчатости. Еще одним ярким примером тектоники гравитационного скольжения является течение экструдированных соляных потоков («namakier») на склонах гор Загрос в Южном Иране (Талбот, Джексон, 1987). Установлено, что средняя скорость течения соляного глетчера составляет несколько метров в год. Многократное проявление гравитационного скольжения установлено и в Соликамской впадине, проявление которого смещалось во времени от подошвы соляной толщи, к ее кровле.

Шестой тип структур формируется за счет растворения солей и постепенной деградации соляных тел при взаимодействии с грунтовыми водами. Значительные масштабы растворения и формирования депрессионных структур были показаны на соляном куполе Честнет, где глубина прогиба составляет 760 м (Lahee, 1931). Первым упоминанием о структурах деградации в отечественных работах является «дизъюнктивные мульды» В.Е. Руженцева (1930), изучавшего соляные структуры Прикаспия. Он связывал их с оседанием куполов, вследствие ослабления тангенциального сжатия. В отличие от него П.И. Климов (1935) считал, что они обусловлены исключительно карстовыми процессами. Специфические структуры названные «кажущимися курганами», были выявлены (Jackson, Cramez, 1989) при анализе разрезов, где были установлены признаки былого существования соляных тел типа «подушек». Еще более сложные структуры, оказавшиеся нефтеносными, выявлены на шельфе Анголы, где деградация соляных диапиров обусловлена растяжением надсолевой толщи за счет гравитационного скольжения. При этом антиклинальные структуры, напоминающие панцирь черепахи, формируются как в надкупольном, так и межкупольном пространстве.

N₂	Тип соляной	Механизм фор-	Тектонические
п\п	тектоники	мирования гео-	единицы
		логических	
		структур	
1	Солянокупольная тектоника	Гравитационная	Впадины в пределах
	(галокинез Трусгейма, актив-	адвекция (?) или	платформ, склоны
	ный диапиризм Джексона)	поперечное сжатие сверху	пассивных окраин
2	Солянокупольная тектоника,	Гравитационная	Рифтовые зоны плат-
	связанная с блоковыми под-	адвекция (?) или	форм
	вижками в фундаменте (реак-	поперечное сжатие	
2	тивный диапиризм Джексона)	Снизу	0
3	компрессионная соляная тек- тоника (диапиризм Мразека)	Продольное сжатие	Складчатые пояса
4	Тектоника срыва юрского ти-	Послойный сдвиг	Внешнее обрамление
	па	со складчатостью	складчатых поясов
		срыва	
5	Тектоника гравитационного	Гравитационное	Склоны пассивных
	скольжения	течение и скольже-	окраин, предгорные
		ние	прогибы, складчатые
			пояса
6	Тектоника деградации соля-	Растворение солей	Повсеместно
	ных структур		

Типизация основных механизмов проявления соляной тектоники

Таким образом, активная структурообразующая роль соляных пород в формировании платформенных и особенно складчатых областей дают основание считать, что роль гравитационной адвекции в формировании платформенных куполов явно завышена и обусловлена, главным образом, высокой пластичностью самой соли. Характер проявления соляной тектоники зависит от ориентировки приложенных нагрузок, которые на платформах и в складчатых областях различаются (табл.)

Р.К. Шакуров¹

Уральский Каратау: к проблеме происхождения

За более чем полуторовековой период исследований строения и происхождения Каратауского структурного комплекса (КСК) представление на происхождение (КСК) неоднократно менялось на протяжении всего периода геологического изучения, отражая эволюцию взглядов на происхождение геологических структур Уральской складчатой области. Несмотря на значительный объем проведенных к настоящему времени различных геологических, геофизических и буровых работ, расшифровка этой структуры не получила однозначного решения, до сих пор исследователи с совершенно противоположных позиций подходят к объяснению его генезиса. По сегодняшний день взгляды исследователей остаются зачастую взаимоисключающими. На первый взгляд ясное, красивое (на геологической карте) расположение КСК, на практике оказался «крепким орешком», заставившим «попотеть» при расшифровке происхождения данной структуры многих поколений геологов. Одни связывают [10] процесс формирования структуры с вертикальными движениями блоков фундамента, тогда как другие [1] отстаивают мобилистские взгляды, объясняя происхождение структуры Урала, в том числе и его поперечных дислокаций горизонтальными движениями, направленными с востока.

На широте Каратау нарушается закономерное строение триады: платформа-предорогенный прогиб – ороген. Здесь опущен (отсутствует) один из элементов триады – предорогенный краевой прогиб (в нашем случае – Предуральский краевой прогиб). Вместе с прогибом в

¹ Институт геологии УНЦ РАН, Башкирский госуниверситет, Уфа, Россия

районе Каратау отсутствует и его непременный спутник – так называемый «форбальдж», обычно простирающийся параллельно Предорогенному прогибу (в данном случае Предуральскому) со стороны платформы.

На самой широте Уральского Каратау выпадает и зона Передовых складок Урала. Последние структурно связаны с внутренним бортом краевого прогиба. Объединяет эти элементы то, что слагающие их осадочные толщи смяты в единую систему линейных, меридионально вытянутых складок и рассечены большим числом тектонических нарушений. Это дает основание включать его в Западно-Уральскую складчатую область. Участвовавшие в строении КСК верхнерифей-вендские отложения с севера, запада и юго-запада оказались, в основном, в окружении нижнепермских образований платформы и Предуральского прогиба. Таким образом, Каратау является самой интересной и сложной структурой в довольно простой, на первый взгляд, схеме взаимоотношений в зоне сочленения платформы и Урала.

К концу двадцатого и началу XXI столетий был накоплен большой фактический материал по геологии и геофизике складчатого Урала, Предуральского прогиба и востока Восточно-Европейской платформы. Все эти материалы блестяще анализированы, осмыслены и интерпретированы согласно парадигме новой глобальной тектоники и получили дальнейшее развитие в работах В.Н. Пучкова [6, 7]. Рассматривая взаимоотношение Каратау с раннепермским барьерным рифом, автор [5] указывает, что «цепочка рифов прерывается Каратауским надвиговым комплексом». Данный автор [7] пишет: «Само поднятие Кара-Тау обнаруживает по отношению к барьерному рифу и к более внутренним частям прогиба четко наложенный характер, что говорит о более позднем образовании этой структуры».

Кисин А.Ю. [2] образование (КСК) рассматривает с позиций так называемой общекоровой складчатости «в которой он (Каратау – прим. автора) занимает позицию поперечного горста, осложняющего седловидный прогиб». В то же время относит блок Каратау к платформенным структурам, возникшим в результате давления со стороны Урала в позднепалеозойское время. «Особое положение блока Каратау заключается в нахождении его в зоне субширотного сдвига, обусловленного неравномерными деформациями платформенной коры разного типа в условиях горизонтального давления со стороны Урала» [2].

По [8, 9] была составлена геолого-геофизическая модель, построенная до глубины 20 км по линии с. Бураево – скважина Куш-Куль 100 – Каратауский структурный комплекс – Башкирский мегантиклинорий – хр. Уралтау – г. Миндяк – г. Верхнеуральск. В данной работе приведен лишь фрагмент геолого-геофизической модели по линии А-Б на описываемому территорию (см. рисунок): юг Уфимского плато (ВЕП) – верховья р. Миньяр на хр. Каратау – седловина между хр. Кряж и горами Воробьиными – р. Сим – юго-западное крыло Симской мульды – р. Сим южнее г. Сим – Березовогорская антиклиналь – гора Гребень. При составлении геолого-геофизической модели были применены следующие граничные условия: 1. Границы закартированных на поверхности геологической съемкой комплексов верхнерифейских отложений, венда и верхнепалеозойских осадков. 2. Данные замеров плотности пород по глубоким скважинам Куш-Куль 100, Кулгунино-I, Кабаково, Орьебаш-82 и др. по интересующим отложениям верхнего рифея, венда и верхнего палеозоя. 3. Средние значения плотности свит западного склона Южного Урала по материалам Пацкова А.А. [4]. 4. Магнитогорского Свеления по замерам плотности пород мегасинклинория. 5. Плотностные характеристики отдельных образцов горных пород верхнерифейско-палеозойского возраста, вычисленных сотрудниками лаборатории тектонофизики и геофизики Института геологии УНЦ РАН Сальниковым В.Е., Головановой И.В. 6. Замеры плотности пород инзерской и миньярской свит верхнего рифея (КСК), выполненные Шакуровым Р.К. 7. Сведения о глубинах до архейпротерозойского фундамента по материалам предыдущих иссле-

Предварительно было составлено два варианта глубинного строения (КСК) по двум имеющимся на сегодня взглядам на происхождение Каратау. То есть по одним представлениям Каратау имеет покровное строение (аллохтон), по другим – приподнятое дно Предуральского прогиба вследствие вертикальных движений блоков фундамента. В работе приведен I вариант строения структуры – геологический разрез по линии А-Б (см. рисунок). Моделирование разреза на фиксистской основе оказалось невозможным, так как наблюденная кривая силы тяжести в районе Каратау имеет (см. рисунок, позиция 4а условных обозначений) четкий минимум. Поэтому для составления геолого-геофизической модели служил плотностной разрез, составленный с учетом вышеперечисленных граничных условий и взглядов автора на глубинное строение Каратауского структурного комплекса и сопряженных территорий (край Восточно-Европейской платформы, Башкирский мегантиклинорий, антиклинорий Уралтау и Магнитогорский мегасинклинорий). Решение задачи проводилось методом последовательного приближения до удовлетворительного совпадения наблюденной и расчетной кривых силы тяжести.


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез по линии A1 (ВЕП) – Б1 (юг КСК). 1 – область развития Каратауского структурного комплекса; 2 – область развития пород кристаллического фундамента; 3 – а) поверхность Каратауского надвига, б) предполагаемая тектоническая ступень на кристаллическом фундаменте и в нижней части осадочного чехла; 4 – кривая силы тяжести: а – наблюденная, б – расчетная; 5 – средние значения плотности горных пород

Рассмотрение геолого-геофизической модели района Каратауского структурного комплекса позволяет сделать следующие выводы: а) Каратауский структурный комплекс приурочен к зоне погружения поверхности кристаллического фундамента (10-13 км, на что указывалось ранее в работах [3 и др.]. б) Осадки верхнего рифея, венда и палеозоя КСК залегают на породах, средняя плотность которых (2,62 г/см³) соизмерима со средней плотностью платформенных отложений того же времени, залегающих на северо-востоке от Каратауской структуры. в) Мощность (толщина) Каратауского аллохтона увеличивается с севера Каратауской тектонической чешуи на юг-юго-восток к Березовогорскому надвигу (р. Сим южнее г. Сим) от 1-1,5 км до 3-5 км, постепенно возрастая. г) Предположения о подъеме кристаллического фундамента в районе КСК представляются несостоятельными, так как в этом случае при значительной избыточной плотности (дб max = 0,18 г/см³; дб min = 0,1 г/см³) пород фундамента Восточно-Европейской платформы над Каратау должен наблюдаться четкий максимум силы тяжести. Наши исследования и материалы предыдущих исследователей говорят об интенсивном гравитационном и магнитном минимуме района Каратау.

Полученные результаты подтверждают аллохтонное строение Уральского Каратау с толщиной пластин от 1–2 (Каратауская тектоническая чешуя) до 4–5 км (Березовогорская тектоническая чешуя).

Литература

1. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

2. Кисин А.Ю. Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008. №4. С. 35-47.

3. Огаринов И.С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 83 с.

4. *Пацков А.А.* Физические свойства горных пород западного склона Урала // Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала. Уфа, 1977. С. 62-71.

5. *Пучков В.Н.* Каратауское поднятие // Башкортостан: Краткая энциклопедия. Уфа, 1996. С. 326.

6. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, 2010. 280 с.

7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

8. Шакуров Р.К. Особенности формирования чешуйчато-надвигового строения Уральского Каратау // Проблемы шарьяжно-надвиговой теории формирования Земной коры континентов. Уфа, 1994. С. 65-77.

9. Шакуров Р.К., Решетнева В.И., Светлакова А.Н. Особенности строения Уральского Каратау (по геолого-геофизическим данным) // Формирование Земной коры Урала. Уфа, 1988. С. 91-96.

10. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд-во МОИП, 1945. Вып. 2(6). 130 с.

А.В. Шацилло¹, В.И. Паверман^{1,2}

Что маркируют орогенные комплексы Северо-Байкальского нагорья?

Рассматриваемый регион расположен в области сочленения Байкало-Муйского гетерогенного пояса, являющегося тектонотипом «байкалид», и окраины Сибирской платформы, выполненной преимуществен-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Стэнфордский Университет, США

но позднедокембрийскими терригенно-карбонатными дислоцированными образованиями. "Стержнем" современных геодинамических моделей развития региона является коллизия этих структур, произошедшая около 600 млн лет назад, то есть в начале венда. Сейчас накоплен значительный объем данных, позволяющих утверждать, что это коллизионное событие, действительно, имело место в геологической истории (сводка в [6]). При этом, главные деформации в пределах Байкальской платформенной окраины Сибири произошли гораздо позже, в палеозое. Возраст этих деформаций по разным оценкам варьирует от силура до позднего карбона, включительно. Такая неопределенность связана с отсутствием четких (палеонтологически или геохронологически обоснованных) палезойских комплексов-индикаторов деформаций. В качестве верхнего возрастного предела деформаций традиционно рассматривается внедрение посттектонических гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (конец карбона – начало перми). Как возраст, так и причины этих внутриплитных деформаций являются дискуссионными. Ранее нами была предложена модель, объясняющая наблюдаемый структурный рисунок Байкальской складчатой области (БСО) и сопредельных территорий платформы. Внешние части БСО образуют дугу, обращенную к Сибирской платформе, тогда как центральные ее части обладают дисгармоничным строением. По нашему мнению, деформации в пределах БСО вызваны сближением «байкальской» и «чарской» окраин Сибири, вследствие раскрытия Вилюйского рифта, расположенного в центральной части кратона и разделившего в девоне – раннем карбоне Алданский и Ангаро-Анабарский блоки Сибири [10]. Согласно нашим расчетам, такой геодинамический сценарий допускает сокращение «пространства» БСО приблизительно вдвое, что, безусловно, должно было привести к интенсивным деформациям и утолщению коры и могло стать причиной последующего масштабного гранитообразования на рубеже карбона-перми, сформировавшего гигантский Ангаро-Витимский батолит. Отметим, что лидирующей моделью позднепалеозойского батолитообразования Забайкалья на текущий момент является гипотеза плюм-литосферного взаимодействия, предложенная В.В. Ярмолюком с соавторами. Доказательством или, по крайней мере, веским аргументом в пользу «вилюйской» модели палеозойского развития БСО могли бы быть комплексы-индикаторы орогенических событий в пределах БСО и ближайших территорий, то есть синтектонические гранитоиды и молассы, соответствующие по возрасту активной фазе Вилюйского рифтогенеза. В настоящем сообщении мы акцентируем внимание на проблеме возраста молассовых комплексов Северо-Байкальского нагорья.

Холоднинская свита. С 50-х годов прошлого столетия плотно укоренилось мнение о вендском или раннекембрийском возрасте орогенных комплексов, достаточно широко распространенных в бассейнах рек Холодной, Чаи, Анамакита-Ангарского, Лев. Мамы, Пр. Мамы, Майгунды и др., выделяемых в объеме холоднинской свиты. Мощные (по некоторым оценкам до 4 км и даже более) неметаморфизованные толщи холоднинской свиты, сложены обломочным материалом от конгломератов до алевролитов и представляют собой классические молассы, т.е. продукты интенсивного разрушения горных сооружений, возникших в ходе орогенеза. Холоднинская свита с угловым несогласием залегает на различных метаморфических и интрузивных комплексах, относимых к позднему протерозою. По принятым стратиграфическим схемам, холоднинская свита согласно перекрывается терригенно-карбонатной туколамийской свитой, а та, в свою очередь, карбонатами кооктинской серии, содержащей нижнекембрийскую фауну (трилобиты и археоциаты). Именно на этом основании возраст холоднинской свиты принимается как венд-кембрийский. В соответствии с этой возрастной оценкой, холоднинская свита рассматривается как маркер байкальского орогенеза (например, [4] и др.). Недавно в породах холоднинской свиты были обнаружены комплексы миоспор, указывающие на ее раннекарбоновый возраст [2]. На этом основании было сделано предположение о том, что холоднинская и туколамийская свиты и нижнекембрийская кооктинская серия не образуют нормальной стратиграфической последовательности, а совмещены тектонически. Однако, данные палеонтологические находки большинством геологов рассматривались как «недоразумение», что, в частности, было отражено в легенде к ГК-200 нового поколения (лист О-49-XXXIV), где холоднинская свита была отнесена к венду.

В 2012–2013 гг. нами были выполнены рекогносцировочные палеомагнитные исследования пород холоднинской свиты (подробнее см. [7]), результаты которых указывают на среднепалеозойский (девон – ранний карбон) возраст этих образований, что находится в хорошем соответствии с палеонтологическими находками [2]. Таким образом, были получены дополнительные аргументы в пользу предложенной нами «вилюйской» модели палеозойской эволюции БСО и, соответственно, пересмотра возрастной позиции холоднинской свиты.

К югу от рассматриваемого региона, в пределах Байкало-Витимской складчатой системы, распространены молассовые комплексы, рассматривавшиеся ранее в качестве возможных аналогов холоднинской свиты. В частности, в пределах Икат-Багдаринской зоны с байкальскокаледонским основанием выделяется точерская свита, для которой сейчас доказан палеозойский (поздний девон – ранний карбон) возраст [3]. Нами было проведено геохронологическое исследование обломочных цирконов (U-Pb, LA ICPMS) из песчаников точерской свиты, отобран-ных в обнажении на р. Ципа (~15 км выше устья р.Воймакан). В палеозойской части спектра вероятностного распределения возрастов выделяются два главных пика, один из которых соответствует рубежу кембрия и ордовика, а второй – раннему девону, «затухающий» к карбону (т.е. ко времени седиментации точерской свиты). Мы полагаем, что источником кембро-ордовикских цирконов могли являться интрузивные и метаморфические комплексы каледонского основания Икат-Багдаринской зоны и аналогичные комплексы, широко распространенные по юго-западному обрамлению Сибирского кратона (Ольхонский, Хамар-Дабанский, Тункинский и др. террейны). Девонские цирконматеринские породы (в первую очередь гранитоиды) неизвестны или крайне редки на территории южного Забайкалья и в прилегающих сибирских каледонидах (см., например [12]) и имеют, вероятно, локальное «местное» происхождение. Мы полагаем, что эти источники сноса могут быть искомыми индикаторами среднепалеозойских орогенических событий в пределах БСО и Байкало-Витимской системы, связанных с раскрытием Вилюйского рифта.

В качестве другого возможного претендента вендского орогенного комплекса могла бы рассматриваться **монюканская свита**. Данная свита распространена узкой полосой в междуречье Мамы и Б.Чуи, имеет мощность ~3.6 км и представлена преимущественно терригенными образованиями от алевролитов и песчаников полевошпат-кварцевого и полимиктового состава до гравеллитов и конгломератов. Монюканская свита залегает с размывом и несогласием на вулканической сыннырской свите, являющейся, вероятно, аналогом вулканитов Довыренского комплекса (возраст ~730 млн лет [1]), и перекрывается, также с размывом и угловым несогласием, конгломератов монюканской свиты найдены микрофитолиты, зафиксированные *in situ* в олокитской свите в непосредственной близости от полей распространения монюканских конгломератов [5]. Эти формы характерны для дальнетайгинского горизонта неопротерозоя Патомской окраины Сибири в разрезах рек Чуя, Б.Патом, Жуя и др., и широко распространены в баракунской и валюхтинской свитах, возрастная позиция которых определяется достаточно уверенно. На основе хемостратиграфических данных [9] и информации по детритовым цирконам [11] возраст баракунской и валюхтинской свить ограничен интервалом ~600–580 млн лет. То есть, толщи, в результате размыва которых могли сформироваться конгломераты монюканской свиты, синхронны или немного моложе вендских

коллизионных событий. Стало быть, если изложенные сопоставления верны, то монюканская свита, равно как и холоднинская, не может рассматриваться в качестве вендской молассы, а имеет, вероятно, палеозойский возраст. Это предположение также подтверждается отсутствием несогласий в дальнетайгинской серии и в вышележащих толщах Патомской окраины вплоть до среднего кембрия. Возможно, формирование монюканской свиты связано с раннепалеозойскими коллизионными событиями в Приольхонье. В настоящее время мы работаем над получением возрастных ограничений для холоднинской и монюканской свит по детритовым цирконам (U-Pb).

Таким образом, как уже отмечалось в [6], наиболее вероятным маркером вендской коллизии Байкало-Муйского пояса и Сибирского кратона в пределах Патомской окраины является преддальнетайгинское несогласие. Отсутствие на Патомской окраине моласс соответствующего возраста может означать, что вендское столкновение Байкало-Муйского пояса с кратонной частью Сибири происходило в режиме косой коллизии, поэтому молассовые комплексы были редуцированными, и/или же эти комплексы были тектонически перекрыты Байкало-Муйским поясом во время палеозойской активизации, и/или были полностью уничтожены гранитоидами Ангаро-Витимского батолита, занимающими большую часть шовной зоны между Байкало-Муйским поясом и Патомской окраиной.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты 11-05-00705, 13-05-12030, студенческих грантов Стэнфордского Университета, и компании ВР.

Литература

1. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., С.Меффре, Николаев Г.С., Э.Мак-Нил, Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.

2. Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Неберикутина Л.Н. Новые палеонтологические данные по разрезу палеозоя Верхне-Ангарского хребта как основа совершенствования местной стратиграфической схемы (Бирамья-Янгудская зона, Западное Забайкалье) // Материалы LV сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб., 2009. С. 93–95.

3. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

4. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

5. *Хренов П.М.* (ред.) Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 Серия Бодайбинская лист О-49-ХХVIII (Орколикан). Объяснительная записка. Москва, 1984.

6. Шацилло А.В. Тектоническая история Патомской окраины Сибирской платформы в позднем докембрии – палеозое: попытка синтеза данных // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 242–247.

7. Шацилло А.В., Федюкин И.В. Палеомагнитные свидетельства палеозойского возраста «вендского» орогенного комплекса Северо-Байкальского нагорья (холоднинская свита Верхне-Ангарского хребта) // Материалы международной школысеминара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». Казань, 7–12 октября 2013 г. С. 245–249. (доступно на http://paleomag.ifz.ru/books/2013-Kazanmaterials-color.pdf).

8. Шацилло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и Геофизика. 2013 (в печати).

9. Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B. and Bujakaite M.I. Constraints on 87Sr/86Sr of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 183–191.

10. Pavlov V.E., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 276. №3–4. P. 229–242.

11. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Pavlov V., Hourigan J., Kapitonov I. Siberian craton: a journey from Rodinia to CAOS as evidenced by detrital zircons // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: Институт земной коры CO PAH, 2013. С. 278–283.

12. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River -200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36. No 9. P. 699–702.

В.И. Шевченко¹

Альпийско-Индонезийский подвижный пояс и океанический бассейн Тетис

1. Альпийско-Индонезийский подвижный пояс сформировался на месте юрского-эоценового бассейна Тетис. Согласно плейттектонической концепции, этот бассейн представлял собой огромный залив палео-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Тихого океана (рис. 1). В западном направлении Тетис сужался и соединялся узким (сотни километров) проливом с Атлантическим океаном. В этом случае основные структурно-фациальные зоны западной части океана Тетис должны были сопрягаться с сопоставимыми зонами Атлантического океана. Наиболее детально такое сопряжение было реконструировано в работе Л.П. Зоненшайна и др. [2].



 $1 \rightarrow 2 \rightarrow 4 \rightarrow 5 \rightarrow 6 \rightarrow 7 \rightarrow 8 \rightarrow 9 \rightarrow 10 \rightarrow 11$

Рис. 1. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для позднего триаса – ранней юры [1].

 континенты (литосферные плиты) и их границы; 2 – вулкано-плутонические комплексы активных окраин континентов; 3 – проявления метаморфизма, складчатости, гранитообразования; 4 – офиолиты; 5 – островные дуги; 6 – трансформные разломы; 7, 8 – оси спрединга главные (7) и второстепенные (8); 9 – направления поддвига океанических плит; 10 – сжатие; 11 – направления надвига континентальных плит

2. Согласно этим реконструкциям, в Западном Средиземноморье выделяются поднятия, отвечающие иберийской части Евразиатской литосферной плиты и северо-западной части Африканской плиты. Мощная континентальная кора поднятий утоняется и выклинивается с приближением к полосе океанической коры, которая протягивается из Тетиса в Атлантику. В верхней части склонов поднятий накапливались мелководные известняки, песчаники, эвапориты. В нижней части склонов, на коре меньшей мощности распространены глины, глинистые сланцы, пелагические известняки. В полосе океанической коры отмечены радиоляриты. Эти отложения известны в пределах Бетских Кордильер (в Бетидах) на Иберийском полуострове и в Эр-Рифе и Телль-Атласе (в Магрибидах) на Африканском континенте. Продолжение таких же или сходных отложений западнее Гибралтарского перешейка предполагается, поскольку там реконструируются соответствующие по мощности зоны земной коры. Предполагается, что при последующем в олигоцене-квартере - сближении и столкновении рассматриваемых частей литосферных плит ширина полос океанической и утоненной континентальной коры уменьшится (океанической – вплоть до полного пережатия), сформируется складчато-покровно-надвиговое сооружение.

3. В результате смежные части континентальной коры Иберии и Африки и отвечающие им структурно-фациальные зоны осадочных отложений окажутся прижатыми друг к другу своими "боковыми" сторонами, обращенными к осевой части подвижного пояса. Произойдет то, что называется "сшиванием".

4. Между тем в настоящее время в западной части пояса реально наблюдается совершенно иная картина. На смежных склонах Иберийского и Африканского массивов земной коры выделяются в пределах и Бетид, и Магрибид сходные структурно-фациальные зоны – Внешняя (разделяется на Неритовую и Флишевую подзоны), Известняковых хребтов (Дорсаль) и Внутренняя [5, 6] (рис. 2). Осадконакопление во Внешней зоне происходило преимущественно в позднеюрское– меловое–эоценовое время. Во Внутренней зоне большие площади заняты выступами древних метаморфических пород, которые входят в состав Альборанского массива. Его большая часть скрыта под Альборанским морем.

Внешняя и Дорсаль зоны и подзоны не продолжаются в сторону Атлантического океана, а огибают Альборанский блок с запада (рис. 2) на Гибралтарском перешейке. Одноименные зоны и подзоны Бетид и Магрибид (и их более дробные подразделения) служат прямым продолжением друг друга. Они образуют единую связную Бетско-Рифскую



Рис. 2. Структурная схема Альборанского сегмента Альпийско-Индонезийского подвижного пояса (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе из [6]).

 I – внешний тектонический фронт цепей Бетской Кордильеры (БК), Эр-Рифа (ЭР) и Телль-Атласа (ТА); 2 – передовые прогибы; 3, 4 – Неритовая (3) и Флишевая (4)
 подзоны северной (Бетиды) и южной (Магрибиды) ветвей Внешней зоны пояса; 5 – Известняковые хребты (Дорсаль); 6 – Внутренняя зона пояса; 7 – Иберийская (на севере) и Африканская (на юге) платформы

дугу. "...логично допустить, что Бетско-Рифская дуга являлась уже с поздней юры ... естественным обрамлением западной периклинали Альборанского блока." [6, с. 65].

Если, отталкиваясь от исходной плейттектонической схемы региона (см. рис. 1), предположить последующую состыковку структурнофациальных зон Бетид и Магрибид, изначально принадлежавших двум разным литосферным плитам, то должна была произойти такая идеальная состыковка "торцов" однотипных зон и подзон двух разных территорий, что какие-либо швы, т.е. следы такой состыковки, полностью отсутствуют. В результате следовало бы, при таком подходе, говорить не о состыковке, а о вторичном "сращивании торцов" одноименных, однотипных зон и подзон Бетид и Магрибид, изначально существовавших раздельно. Это представляется выходящим за пределы возможного.

Мелководные отложения Неритовой подзоны прослеживаются через Гибралтарский перешеек (рис. 2). Следовательно, земная кора континентального типа, которая отвечает таким отложениям подзоны (см. [2]), существует и под Гибралтарским перешейком. Тем самым, она связывает массивы континентальной коры Иберии (т.е. Евразии) и Африки.

5. Из всего этого следует, что Евразиатская и Африканская литосферные плиты на альпийском этапе развития на гибралтарском отрезке подвижного пояса вообще не были разделены океаническим проливом. Подвижный пояс и, следовательно, Тетис на западе ороклинально замыкались гибралтарской частью Бетско-Рифской дуги.

6. Перечисленные структурно-фациальные зоны и подзоны подвижного пояса прослеживаются (в ряде случаев с меньшей детальностью) вдоль всего средиземноморского-малокавказского интервала пояса [7] и вплоть до Индонезии и Южных Филиппин [3].

7. С позиций плейттектонической концепции северное обрамление океана Тетис на востоке должно сопрягаться с островодужным обрамлением СЗ части Тихого океана, а южное – с обрамлением его ЮЗ части. Это следует из представления о том, что "океанический залив Тетис" раскрывается в сторону Тихого океана (рис. 1). Однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в Индонезии и Южных Филиппинах имеет место ороклинальное замыкание подвижного пояса, аналогичное наблюдаемому в районе Гибралтарского перешейка (Бетско-Рифская дуга), но имеющее более сложную форму. Это система островных дуг и желобов Банда–Сулавеси–Замбоанга [3]. Следовательно, здесь замыкается и бассейн, на месте которого возник подвижный пояс. При этом вулканические и невулканические островные дуги и глубоководные желоба индонезийской–южнофилиппинской частей подвижного пояса и Тихоокеанского кольца резко различаются по геологическим, сейсмологическим и гравиметрическим характеристикам [3].

8. Судя по приведенным данным, Альпийско-Индонезийский подвижный пояс представляет собой самостоятельный, пространственно (в плане) замкнутый на западе и на востоке элемент структуры земной коры. Он обладает устойчивым на всем протяжении связным тектоническим строением и геологической зональностью. Его нельзя рассматривать как мозаику, мегабрекчию, состоящую из разнородных микроплит, глыб, блоков, спрессованных при сближении смежных литосферных плит. Возник этот пояс на месте области прогибания особого типа, которую нельзя рассматривать как океанический залив палео-Пацифика. Е.Е Милановский [4] предложил называть такие бассейны океаноподобными.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

2. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Рику Л.-Э. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Институт океанологии АН СССР, 1987. С. 104-115.

3. Лукк А.А., Шевченко В.И. Островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны Индонезии и Тихого океана: сходство и различия // Физика Земли. 2008. № 2. С. 3-38. 4. *Милановский Е.Е.* Главные типы современных океанов и их роль в структуре и геологической истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Вып. 5. С. 30-38.

5. Тектоническая карта Средиземного моря. М-б 1:5 000 000. Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Чехович В.Д., Юцис В.В. М. Федеральная служба геодезии и картографии России. 1994.

6. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

7. Шевченко В.И. Средиземноморье – Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Вып. 4. С. 21-29.

А.Г. Шемпелев¹, С.У. Кухмазов², С.Н. Агеев³, М.А. Компаниец¹, В.А. Лаврищев¹, С.П. Шамановская¹, Ю.А. Геворкян²

Структура Большого Кавказа по результатам геофизических исследований вдоль Адыгейского профиля (Дагомыс-Абадзехская-Гиагинская)

Большой Кавказ, одна из структур Альпийского складчатого (коллизионного) пояса, является геологически хорошо изученной территорией России. Уже в 60-х годах прошлого столетия через Большой Кавказ пройдено два кусочно-прерывистых профиля глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (Ю.Г. Юров, Э.Г. Данилова, А.Б. Кибалов, Г.В. Краснопевцева и др.). Фактические материалы ГСЗ по этим профилям не противоречат концепции тектоники литосферных плит [1]. Одним из вариантов их интерпретации было предположение вдоль оси Большого Кавказа зоны сопряжения коллажа закавказских микроплит с северной плитой [2, 3]. Некоторые фрагменты зоны сопряжения этих плит позже были зафиксированы при проведении комплексных геофизических исследований вдоль Туапсинского профиля [4].

В последние годы ОАО «Кавказгеолсъёмка» совместно с ООО «Сей-Эко-Геон» и ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика» были выполнены геофизические исследования в западной части Центрального Кавказа. Отработанный Адыгейский профиль (Дагомыс-Абадзехская-Гиагинская) по-

¹ ОАО «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия

² ООО «Сей-Эко-Геон», Ессентуки, Россия

³ ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

зволил впервые получить комплексную геолого-геофизическую характеристику глубинного разреза вкрест всей структуры Большого Кавказа (см. рисунок). Наиболее приемлемым вариантом интерпретации наблюдаемой картины границ обмена PS-волн методом обменных волн далёких землетрясений (MOB3), учитывая материалы магнитотеллурических зондирований (MT3) и гравимагнитные данные, по мнению авторов, является предположение погружения краевой части консолидированной коры южной микроплиты в мантию при наползании земной коры Скифской эпигерцинской плиты Скифско-Туранской платформы. В результате этого происходит образование орогена Большого Кавказа за счёт фронтальной части Скифской плиты (поднятия Главного и Передового хребтов). Северо-восточная часть Адыгейского профиля характеризуется субгоризонтальным залеганием слоёв земной коры (Восточно-Кубанский прогиб).

Граница обмена в пределах юго-западной части профиля с глубин 10-11 км погружается в северном направлении, и, принимая во внимание результаты МТЗ, может быть поверхностью высокоомного консолидированного фундамента. Вышележащие складчатые зоны южного склона представлены вулканогенно-терригенными (повышенной намагниченности) отложениями мезозоя и осадочной толщей кайнозоя. Как предполагалось по ранее отработанному Туапсинскому профилю [4], консолидированная кора этой части разреза может являться продолжением реликтовой субокеанической коры Черноморской впадины. Сейсмическими работами последних лет в рамках международной программы «Геология без границ» под Восточно-Черноморским бассейном «толщина собственно магматической океанической коры оценивается в 9–11 км» [5]. При практическом отсутствии гранито-метаморфического слоя граница обмена на глубине 10–11 км может быть поверхностью условного базальтового слоя, то есть поверхностью Конрада (К). А граница обмена с максимальными амплитудами на глубине 17 км, которая также погружается под структуру Большого Кавказа с углами порядка 30°, учитывая высокую плотность нижележащих толщ, может быть одной из переходных поверхностей Мохо (М), подчёркивающих характер взаимоотношения слоёв земной коры разных плит.

Погрузившаяся часть консолидированной земной коры южной микроплиты, очевидно, в процессе надвигания (наползания) по Главному Кавказскому надвигу консолидированной коры северной плиты, определила под Большим Кавказом так называемые «корни гор», практически отмечаемые под всеми горными сооружениями. Поверхность Мохо здесь опускается до глубин 55–60 км за счёт фактического удваивания толщины условного базальтового слоя. Динамика принимаемого коллизионного процесса объясняет смещение «корней гор» вдоль Адыгейского профиля от поднятия Главного в сторону Передового хребта. Перемещение масс с севера, вероятно, происходит при обгоняющем движении вышележащих толщ земной коры, что впервые отмечалось ещё авторами ГСЗ А.Б. Кибаловым, Г.В. Краснопевцевой и в других работах [2, 6].

В центральной части Большого Кавказа кристаллический фундамент часто выходит на дневную поверхность. В его же западной части, где располагается Адыгейский профиль, фундамент, в основном, перекрыт мезозойскими отложениями, хотя и не большой мощности.

Скифская эпигерцинская плита в пределах северо-восточного окончания профиля имеет толщину земной коры около 40 км. Поверхность консолидированного фундамента (Ф) здесь находится на глубинах 7–9 км. Пограничная зона между структурами Большого Кавказа и Скифской плитой (80–100-й км Адыгейского профиля) характеризуется на всю мощность земной коры нарушением корреляции границ обмена PS-волн и самыми низкими в пределах разреза волновыми скоростями, а также повышенными значениями градиента поля силы тяжести и повышенной электропроводностью.

Таким образом, по результатам комплексных геофизических исследований структура Большого Кавказа, как часть Альпийского коллизионного пояса, очевидно, возникла за счёт наползания Скифской эпигерцинской плиты в районе Адыгейского профиля на консолидированную кору одной из южных микроплит, вероятно, субокеанического типа.

Литература

1. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. №4. С. 3–13.

2. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига // Геотектоника. 1978. № 6. С. 75–86.

3. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. 1982. №4. С. 97–108.

4. Шемпелев А.Г., Фельдман Й.С., Окулесский Б.А., Кухмазов С.У. Результаты МОВЗ и МТЗ по Туапсинскому профилю // Геофизика. 2002. № 2. С. 55–59.

5. Никишин А.М., Амелин Н.В., Петров Е.И. Новая модель строения коры Чёрного моря, полученная по результатам научной программы «Geology Without Limits» // Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания «Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой». М., 2013. С. 126–129.

6. Shempelev A.G., Kumkova I.I. Outstriping movements of upper stratums of Geological section on North Caucasus // Annales Geophysicae. European Geophysical Society, Katlenburg, FRG. 1994. P. 184.



Рис. Результаты геофизических исследований вдоль Адыгейского профиля А – Графики гравитационного ∆g и магнитного (∆Т)_а полей; Б – Геоэлектрический разрез в Омм, станции МТЗ и их номера; В – Глубинный геолого-геофизический разрез: 1 – функция приемника станции МОВЗ с обменной границей, 2 – мезокайнозойский осадочный чехол, 3 – гранито-метаморфический слой, 4 – базальтовый слой южной микроплиты, 5 – базальтовый слой Скифской плиты, 6 – верхняя мантия, 7 – зона Главного Кавказского надвига, 8 – линия профиля, станция МОВЗ и её номер

Е.В. Шереметьева¹

Элементы глубинной неотектоники бассейна р. Оки на территории Калужской и Тульской областей (по данным линеаментного анализа)

Территория исследования располагается в юго-западной части Московской синеклизы [7]. В ходе работы главной задачей являлось – нахождение участков проявления тектонических процессов, которые протекали в новейший этап.

Глубинное строение этой территории весьма интересно и привлекает внимание исследователей с тридцатых годов XX столетия. По результатам геофизических исследований и глубокого бурения были выявлена его общая особенность – погружение поверхности кристаллического фундамента в северо-восточном направлении (рис. 1, *e*). Также была установлена густая сеть региональных разломов северо-западного простирания, параллельная Пачелмскому авлакогену и прослеживающаяся от Тамбова (на юго-востоке) до Тулы (на северо-западе) [7] (см. рис. 1, *e*). Эта зона разломов характеризуется большой протяжённостью и связью с магматическими очагами, она неоднородна и расчленяется на части разломами северо-восточного направления.

В местах пересечения разломов обоих направлений располагаются уникальные кольцевые вулкано-тектонические структуры – Калужская и Дугнинская, названные по крупным топонимам [7]. Эти структуры обладают схожими формами (округлая и эллипсовидная) и близкими размерами [7].

В данной работе применялся метод линеаментнго анализа, предложенный **У.Хоббсом** [6]. Результаты этого анализа послужили данны-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия





ми для моделирования изучаемой территории на предмет выделения неотектонически активных структур и участков.

Линеаменты представляют собой линейные элементы земной поверхности, отражающие линейные структуры земной коры и, не исключено, литосферы в целом. Они привлекают внимание геологов уже более 100 лет, но их природа и геологическое значение во многом остаются загадочными [2]. Таким образом, данная работа имеет прикладной характер по части интерпретации линеаментов как геологических образований и объяснения с их помощью тех или иных особенностей структуры земной коры – в данном случае глубинной неотектоники.

Объектами линеаментного анализа стали гипсометрические карты современного рельефа, дочетвертичной поверхности, временных срезов нижнего карбона: подошвы отложений алексинской (C_1a ,), кровли отложений упинской (C_1up) и малевской (C_1ml) свит. Таким образом, в результате дешифрирования были получены линеаментные схемы для всех пяти карт.

На полученных схемах, составленных в масштабе 1:750 000, выделяются линеаменты четырех простираний: северо-восточные (CB) и северо-западные (C3) – диагональные; субширотные (СШ) и субмеридианальные(CM) – ортогональные (рис. 1). Причём доминирующими являются линеаменты диагональной системы, т.е. С3 и СВ простираний. Сравнивая диагональные направления, можно сказать, что линеаменты С3 простирания более ярки и «организованы».

Ортогональная система линеаментов контролирует диагональную, проявляясь как в поле субмеридиональных, так и субширотных линеаментов.

Если классифицировать линеаменты по яркости и «организованности», то на первом месте окажутся линеаменты СЗ простирания, на втором – СВ, на третьем СШ и на четвёртом – СМ.

Между линеаментными схемами, полученными по гипсометрическим картам различных временных срезов, наблюдается немалая схожесть во всем, начиная с того, что на всех доминируют диагональные направления, пересечение которых, в пределах погрешности, располагается на одном и том же месте. Всё это хорошо наблюдается на результирующей схеме – рис. 2.*a*.



Рис. 2

Поскольку линеаменты – это линии резкого градиентного изменения параметров географической среды, геологической структуры и физических полей [4], то территория, на которой линеаменты располагаются наиболее густо (т.е. их количество на единицу площади в сравнении с соседней территорией больше), является более насыщенной различными (или конкретными) градиентными параметрами, а значит она более активна, с точки зрения различных геологических процессов. Так как в нашем случае мы дешифрируем гипсометрические поверхности, то нашим градиентным параметром является рельеф.

В образовании рельефа участвуют экзогенные и эндогенные процессы. Следовательно, по густоте линеаментов можно судить об эндогенной активности данной территории.

Итак, если поделить территорию бассейна реки Оки на зоны с различной плотностью линеаментов, то можно выделить 9 зон, причём краевыми будут зоны с наименьшей плотностью и характеризующиеся слабой эндогенной активностью; диагональные зоны характеризуются гораздо большей плотностью линеаментов и соответственно большей активностью и, наконец, центральная зона, больше смещённая к северовостоку, с самым плотным содержанием линеаментов и самая активная. По шкале из трёх грубо оценённых значений, можно считать первую зону – неактивной, вторую – активной, а последнюю – гиперактивной (рис. 2, δ).

При наложении зон активности на тектоническую карту фундамента наблюдается чёткая корреляция активных зон с разломами северовосточного и северо-западного простираний, а гиперактивная зона – соответствует Дугнинской кольцевой (а точнее эллипсовидной) структуре; в неактивной зоне не располагаются ни разломы, ни кольцевые структуры (рис. 2, *в*). То есть линеаментные поля диагональной системы совпадают с ориентировкой и местоположением разломов фундамента, причём на всех рассматриваемых нами срезах. Линеаменты же ортогональной системы могут отражать, скорее всего, какие-то, более «молодые», нарушения, вероятно, возникшие в структуре осадочного чехла.

Калужская и Дугнинская кольцевые структуры имеют хорошую выраженность как на поверхности фундамента, так и на рассматриваемых горизонтах осадочного чехла, причём Дугнинская структура хорошо выражена как в гипсометрии малевской свиты, так и в узле пересечения линеаментных зон CB и C3 простираний.

Проделанная работа позволяет претендовать на некоторую, в своём роде, региональную новизну, методическую уникальность и теоретическую значимость. Она выводит на *новый уровень изучения и геологического моделирования глубинных неотектонических структур процессов* путём анализа закономерностей и особенностей линеаментного рисунка и выделения индикаторных (эталонных) единиц, выявляющих глубинные неотектонические структуры [3].

Рис. 1, *а-д*: Результаты дешифрирования *а* – современного рельефа SRTM; и гипсометрических поверхностей: *б* – кровли дочетвертичных

отложений, *в* – подошвы алексинской свиты, *г* – кровли упинской свиты и *д* – кровли малевской свиты; и *е* - Структурная карта поверхности фундамента изучаемой территории (составил В.Г. Петров по данным ГУЦР, Союзбургаза, Спецгеофизики, 1972 г. [7])

Рис. 2, a – все линеаменты, полученные в результате дешифрирования пяти срезов (современный рельеф, дочетвертичная поверхность, подошва алексинской и кровли упинской и малевской свит; δ – деление площади исследования на участки: 1 – неактивные, 2 – активные, 3 – гиперактивные; ϵ – корреляция участков активности со структурами фундамента (разломами). Остальные обозначения см. рис. 1.

Работа выполнена в рамках программы «Новейшая геодинамика и обеспечение безопасности хозяйственной деятельности», разрабатываемой на кафедре динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. Короновский Н.В., Анисимова О.В. Разломы, блоки фундамента Центральной части Московской синеклизы и их связь с линеаментами // Известия секции наук о Земле Российской Академии естественных наук. 2007. Вып. 15. С. 39–55.

2. Макаров В.И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов) // Исследование Земли из космоса. 1981. №4. С. 109–115.

3. Полетаев А.И. Линеаментная тектоника земной коры – структурноинформационная основа карт новейшей геодинамики // Геология. Ч. 11. Университеты России. М.: МГУ, 1994. С. 181–185.

4. Полетаев А.И. Линеаментный метод // Экологический вестник. 2001. №3. С. 12–28.

5. Шереметьева Е.В. Применение дистанционных методов для исследования древних погребенных и современных речных долин на примере северо-восточной части Московской синеклизы (долина р. Волги) // РАН, Сергеевские чтения. Вып. 15. М.: РУДН, 2013. С. 200–203.

6. Hobbs W.N. Lineaments of the Atlantic border region // Bull. Geol. Soc. Amer. 1904. V. 15. P. 483–506.

7. Селезнёв Е.Д., Селезнёва Е.Д. Отчет Калужской геолого-геофизической экспедиции, о гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 на площади листа N-37-XIII (Калуга). 1973. С. 342–357.

О деформациях литосферы в зонах крупноамплитудных сдвигов Евразиатско-Арктической континентальной окраины при формировании океанических структур в мезозое–кайнозое

Анализ геологического строения и палеогеодинамические реконструкции эволюции Арктического региона показывают, что формирование его океанических спрединговых бассейнов происходило в «заторе» подавляющих по площади континентальных плит. В результате этого для спрединга была свойственна нестабильность, ультрамедленная скорость и отмирание спрединговых центров в мезозое и, в особенности, в кайнозое. Последствия такой ситуации наблюдаются и сейчас в хребтах Книповича и Гаккеля, где скорость генерирования ими океанической коры является минимально возможной для их существования. Условия ограниченного пространства для развития океанической литосферы при абсолютном доминировании континентальных масс в полярной области не способствовали «разгону» и запуску в меловое–кайнозойское время механизма полномасштабного спредингового «конвейера».

Тем не менее, раскрытие бассейнов происходило и главным образом за счет приведения в действие механизмов крупноамплитудных сдвигов - сквозных трансформных зон, затрагивавших океаническую литосферу и прослеживаемых на ограничивающих океанические бассейны континентальных окраинах. Такие сдвиги-трансформы служили своеобразными «рельсами», по которым плиты и блоки Арктического региона перемещались к зонам субдукции северного сегмента Тихого океана, по ходу движения взаимодействуя между собой, создавая коллизионноконвергентные пояса, вовлекавшие в деформации окраины плит и микроплит. Таким образом, по нашим представлениям, высвобождалось пространство, в котором происходила аккреция океанической коры основных бассейнов Арктического океана: Канадского, Макарова-Подводников и Евразийского (рис. 1). Тем не менее, следует отметить, что эти бассейны, в силу отмеченных выше причин, прошли различные по длительности и геодинамическим преобразованиям стадии деструкции континентальной литосферы. Два из них – Канадский и Евразийский, через рифтинг достигли спрединговой стадии с аккрецией океа-

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия



Рис. 1. Элементы строения Арктического океана.
Бассейны: 1 – Канадский и его спрединговый центр, 2 – Подводников-Макарова, 3 – Евразийский и со спрединговым хр. Гаккеля; хребты: 4 – Альфа-Менделеева, 5 – Ломоносова, 6 – Нортвинд; 7 – Чукотско-Канадская зона сдвига (трансформа); депоцентры бассейнов: 8 – Северо-Чукотского и 9 – Колвилл; 10 – Хатангско-Ломоносовская трансформа; 11 – Западно-Шпицбергенский пояс деформаций, 12 – спрединговый хр. Книповича. Ареалы, очерченные черными линиями – области Ј-К магматизма континентальных окраин, точечным пунктиром области магматизма хр. Альфа-Менделеева и Сев. Гренландии

нической коры, третий же, – Макарова-Подводников, остановился на промежуточной (между рифтингом и спредингом) стадии развития.

Однако деформации связываются не только с фронтальными частями плит, обращенными к зонам коллизии и конвергенции, но и с самими зонами крупноамплитудных смещений, где наблюдаются характерные признаки сдвиго-сжатия, свидетельствующие о транспрессивных взаимоотношениях плит при раскрытии океанических бассейнов [2–4]. Рассмотрим наиболее характерные из них.

В пределах Чукотского моря одна из таких поперечных субмеридиональных сдвиговых зон по комплексу геолого-геофизических данных прослеживается из Канадского бассейна, следует вдоль восточного эскарпа поднятия Нортвинд и пересекает шельфовую окраину по направлению к Берингову проливу (рис. 1). По нашим представлениям эта зона, названная нами Чукотско-Канадской, играла основополагающую роль в юрско-меловое время при раскрытии Канадского спредингового бассейна. Вместе с тем, вопреки сложившимся представлениям о целостности Чукотско-Североаляскинской микроплиты, она являлась и границей с комбинированной кинематикой (а по существу – трансформой) между Новосибирско-Чукотской и Североаляскинской микроплитами и позднее была тектонически завуалирована сериями надвигов (в частности, Геральдским) и наложенными форландовыми бассейнами. Горизонтальная амплитуда перемещения Североаляскинской микроплиты относительно Новосибирско-Чукотской к югу по этой трансформе оценивается нами порядка 450 км. Отдельные полосы разломов этой зоны характеризуются тем, что разветвляются в верхней части разреза с формированием, так называемой, положительной цветковой структуры, а с глубиной ветвящиеся нарушения сходятся в единый разлом, образующий сдвиги в фундаменте. Имеющиеся данные свидетельствуют о чередовании в эволюции этой зоны разломов фаз растяжения, сдвига и транспрессии, а также ее активизации в кайнозое.

Главенствующим событием на кайнозойском этапе эволюции океана в Арктике является становление Норвежско-Гренландского и Евразийского спрединговых бассейнов, раскрывавшихся относительно разделяющей их Шпицбергенско-Северогренландской трансформы. В этой связи, они представляли собой гигантскую взаимосвязанную геодинамическую систему: две раскрывающиеся впадины и связывающая их зона разломов со сдвиговой компонентой порядка 800 км. Транспрессивный характер взаимоотношений между Гренландией и Баренцевоморским выступом Евразии по этой трансформе привел в результате к формированию Западно-Шпицбергенского (рис. 2А) и Эуриканского поясов деформаций. Параметры и облик дислокаций позволяет сопоставить их с надвиговыми горно-складчатыми сооружениями. Ощутимый вклад в развитие деформаций континентальной окраины на неотектоническом этапе [1, 4] вносили и последующие спрединговые процессы в окружающих океанических бассейнах (рис. 2Б).

Другая, Хатангско-Ломоносовская, окраинно-континентальная трансформа довольно отчетливо отражается, как наиболее заметный линеамент, в рельефе дна Лаптевоморской континентальной окраины и в структуре геофизических полей. Кроме того, к ней приурочены и эпицентры некоторых землетрясений. Отрезок Хатангско-Ломоносовской трансформы, лежащий к востоку от района ее сочленения с хребтом Гаккеля, на этапе раскрытия Евразийского бассейна играл активную роль в кайнозойской тектонике: по нему происходило правостороннее перемещение отколовшегося сублинейного блока хребта Ломоносова в процессе открытия Евразийского бассейна. Учитывая косое положение трансформы по отношению к хребту Ломоносова, представляется, что сопровождающие ее деформации земной коры, отраженные на сейсмическом разрезе (рис. 2В), возникли в ходе транспрессии при перемещении хребта в условиях возрастающего сжатия вдоль его длинной оси как со стороны Североамериканской, так и Евразийской континентальных окраин.

Результаты исследований позволяют заключить, что на всех этапах раскрытия океанических бассейнов Арктики их становление сопровождалось практически синхронным формированием поясов деформаций, которыми были охвачены не только фронтальные части перемещаемых плит, но и разграничивающие их зоны крупноамплитудных сдвигов – трансформ. Последние, не смотря на транспрессивный характер, отчетливо проявленный на континентальных окраинах, являлись по существу единственным и универсальным способом раскрытия океанических бассейнов Арктики в условиях доминирования континентальных плит с весьма ограниченной степенью свободы их перемещения. Специфика и причина рассмотренных трансформаций литосферы Арктики, как представляется, лежат в глубинной геодинамике [2, 3], обусловленной процессами перемещения подлитосферных мантийных масс конвективной ячейкой в сторону Тихоокеанских зон субдукции. Это вызывает соответствующий тянущий момент и ползучесть самой литосферы по рассмотренным зонам сдвига с сопровождающими ее эффектами растяжения в одних местах и сжатия в других.

Литература

1. Зыков Д.С. Новейшие деформации геологической структуры архипелага Шпицберген // Геоморфология. 2009. № 3. С. 56-65.

2. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20-38.

3. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Тектоно-геодинамические трансформации литосферы Амеразийского бассейна в кайнозое // Докл. РАН. 2012. Т. 445. № 6. С. 663-669.



Рис. 2. Примеры деформаций Евразиатско-Арктической континентальной окраины.

А. Фото субширотного разреза кайнозойских деформаций J-К отложений на западном побережье Грен-фиорда (Шипилов Э.В., август 2010). Восточная фронтальная часть Западно-Шпицбергенского пояса деформаций.

Б. Фрагмент субмеридионального сейсмического разреза вдоль Западно-

Шпицбергенского шельфа (по материалам МАГЭ), иллюстрирующий характер неотектонических деформаций обусловленных влиянием спрединга в Евразийском бассейне.

В. Фрагмент сейсмического разреза, иллюстрирующий характер транспрессивных деформаций в зоне взаимодействия континентальная окраина – хр. Ломоносова по Хатангско-Ломоносовской трансформе (по материалам МАГЭ [2,3]).

4. Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378-383.

Е.А. Шмонова¹, Ал.В. Тевелев¹, Арк.В. Тевелев¹

Условия и механизмы формирования складчатой структуры нижнекаменноугольной карбонатной толщи района с. Кугарчи (западный склон Южного Урала)

Цель исследований состояла в изучении складчатой структуры обнаженного участка каменноугольных карбонатных пород и попытке восстановить условия ее формирования. Объект изучения представляет собой обнаженную в правом борту р. Ямашла стенку высотой 15–20 м и длиной 200–250 м, сложенную сильно дислоцированной толщей карбонатных пород серпуховского яруса нижнего карбона.

Анализ структуры Кугарчи проводился на разных масштабных уровнях: макроуровне – на основе изучения космоснимков района работ, мезоуровне – на основе изучения самого обнажения Кугарчи и его структурных элементов, а также на микроуровне, где изучались микроструктурные элементы, главным образом, минеральные жилы.

Прежде всего обнажение Кугарчи было детально исследовано в полевых условиях. Элементы залегания крыльев, осевых поверхностей и шарнирных линий складок были измерены компасом и зафиксированы в записях и на рисунках. Всего было произведено около 90 замеров. Из обнажения были отобраны образцы различных по литологическому составу пород, слагающих разрез: от плотных окремнелых известняков до

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

тонкоплитчатых аргиллитов для шлифов, а также ориентированные образцы для выявления деформационной анизотропии пород методом измерений скорости упругих волн вдоль различных структурных направлений. Кроме того, ориентированные кубики использовались для микроструктурного анализа минеральных жил. В совокупности с макро- и микроструктурными исследованиями, анализ структуры Кугарчи позволил предположить механизмы и условия ее формирования.

Стенка сложена известняками, окремнелыми в разной степени, и алевролитами. В целом толща представляет собой единую антиклинальную складку с осложняющей синклиналью на западном крыле. Внутреннее строение этой антиклинали очень сложное. Условно обнажение можно разделить на три части: Западную, Центральную и Восточную. В Западной части сочетаются моноклинальное и складчатое залегание слоев. В целом ее внутренняя зона смята, а внешняя сохраняет крутое падение на восток. Залегание слоев нормальное. В Центральной части обнажения слои смяты намного интенсивнее, ее строение наиболее сложное. Здесь встречаются различные по морфологии складки. В Восточной части залегание слоев преимущественно моноклинальное с падением на восток. Местами ровные пласты осложнены флексурами и разрывами.

На основе детально изученных двадцати складок можно выделить основные особенности структуры Кугарчи. Шарниры складок практически повсеместно погружаются на север под небольшими углами (в среднем – около $5-10^{\circ}$), за исключением отдельного небольшого участка. Осевые поверхности складок Западной и Центральной частей обнажения ориентированы, главным образом, субвертикально или с небольшим отклонением падения на запад. В Восточной части складки являются составными частями больших флексур, и их осевые поверхности круто падают на восток. Таким образом, система, состоящая из мелких складок в пределах единой крупной складки, представляет собой конвергентный комплекс, в целом подчиняющийся структуре крупной антиклинали.

Макроструктуры в районе, включающем в себя участок работ, видны на космоснимках. Для изучения структур этого масштаба использовались дистанционные изображения Google Earth. Хорошо дешифрируемые складки расположены южнее объекта изучения, вплоть до широтного отрезка реки Урал. По собственной геометрии складки преимущественно брахиформные и линейные, многие из них имеют изогнутые осевые поверхности. В целом складки имеют простирание с ССЗ на ЮЮВ. По взаимному расположению складки преимущественно кулисные, правосдвиговые. В направлении с севера на юг ось складчатости сначала постепенно «разворачивается» с субмеридионального простирания на юго-восточное, а затем снова становится субмеридиональной.

Складки обнажения Кугарчи и складки близлежащего района оказались нестандартными. И в макроструктурах, и в мезоструктурах прослеживается сочетание острых и округлых замков в пределах одной и той же складки. Вероятно, это обусловлено чередованием слоев с разными деформационными свойствами. Компетентные слои образуют складки, близкие к концентрическим, а некомпетентные, подстраиваясь под их структуру, близки к подобным. В результате складчатость, как на макро-, так и на мезоуровне является дисгармоничной. Компетентные и некомпетентные слои на разных уровнях играют разную роль: те слои, которые на уровне мезоструктур являются компетентными, на уровне макроструктур могут играть роль некомпетентных.

В обнажении Кугарчи присутствует большое число асимметричных складок. Во многих из них асимметрия обусловлена крупными срывами в замках мощных высоковязких слоев. В макромасштабе, наряду с симметричными складками, также встречаются асимметричные складки. Таким образом, в целом мезо- и макроструктуры конформны.

Складки обнажения Кугарчи, являющиеся мезоструктурами, можно рассматривать как складки набегания в пределах единой антиклинальной макроскладки, которая прослеживается по верхним мощным пластам известняков. В Западной части обнажения осевые поверхности являются, главным образом, либо близкими к вертикальным, либо круто наклонены на запад. В восточной части отчетливо прослеживается наклон осевых поверхностей складок на восток. Такие особенности согласуются с моделью складок волочения, или набегания: на западном крыле крупной антиклинали образуются мелкие складки Z-типа, на восточном – S-типа, а в замке – М-типа [1].

Мезоструктуры Восточной части обнажения имеют более простое строение. Это согласуется со строением антиклинали макроуровня: ее западное крыло осложнено крупной синклинальной складкой. Шарниры практически всех изученных мезоскладок полого погружены на север-северо-восток (350°). Это позволяет судить о том, что шарнир большой антиклинали ориентирован так же.

Проанализировав геометрию изогон, построенных на нескольких складках, удалось выявить все пять структурных классов складок, предложенных Ремси [2], причем каждая из складок обнажения сочетает в себе сразу несколько таких классов. Важно, что геометрический характер изогон зависит не столько от формы складок, сколько от свойств самих слоев, слагающих складки. Вместе с этим во многих складках изогоны «раскрываются» в направлении от ядра к периферии.

Сейсмической анизотропии в породах проявлена слабо. Только в трех из тридцати семи образцов обнаружены заметные различия в сейсмических скоростях по разным структурным направлениям, имеющие деформационную природу. Многочисленные минеральные жилы на эти физические свойства влияния не оказали.

Анализ мезо- и микроструктур позволяет восстановить картину распределения напряжений, в условиях которых сформировалась структура обнажения Кугарчи. Ориентировка направлений падения крыльев складок свидетельствует о субширотном направлении главной оси сжатия. Расположение минеральных жил, а также сухих трещин отрыва в слоях позволяет выявить ориентировку главной оси растяжения: отрывы формируются ортогонально оси максимальных растягивающих напряжений. В пределах изученного обнажения выделяется две главные системы трещин отрыва: нормальную к шарнирам и параллельную им. Скорее всего, по обоим направлениям действовали растягивающие напряжения, близкие по своей величине. Возможно, поле напряжений со временем изменялось, и преобладало то одно, то другое направление. В пользу изменчивости поля напряжения свидетельствуют изгибы волокон кальцита, заполняющего трещины и другие характерные микроструктуры.

Таким образом, особенности структур макро-, мезо- и микроуровня хорошо согласуются между собой и в совокупности позволяют получить достаточно полные представления об условиях и механизмах формирования структуры участка Кугарчи.

Литература

1. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011.

2. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. New York: MsGraw-Hill, 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

Мишнин В.М., Гриненко В.С. Эпикратонный периметр Верхояно-	
Колымской складчатой области и его зеркальный геораздел –	
главные факторы структуро- и рудообразования в земной коре	
региона	
Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Баянова Т.Б.,	
Хлестов В.В. Возраст синпокровных деформаций и гранито-	
образования в коллизионной системе ранних каледонид	
Западного Прибайкалья8	
Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я., Лэйер П. Новые данные	
Ar-Ar датирования позднепалеозойско-раннемезозойского	
метаморфического события пород Усть-Бельского террейна	
Западно-Корякской складчатой области13	
Монгуш А.А. Зарождение зоны субдукции и ранняя стадия	
развития энсиматической островной дуги: краткий обзор,	
пример палеоструктуры (Тува)17	7
Москаленко А.Н., Нилов С.П. Реконструкция кинематических	
характеристик разрывных нарушений и поля палеонапряжений	
для Урмано-Арчинской площади (Нюрольская впадина)22	2
Несмеянов С.А. Активные разрывы орогенических областей	
(на примере Западного Кавказа) 26	5
Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. Тектоно-геодинамические элементы	
эпиокеанических орогенных систем Тимано-Уральского сегмен-	
та Евразии и их пространственно-временные соотношения 30	0
Никонов А.А., Корженков А.М. Сейсмотектоника, поля смещений,	
деформаций и сейсмичности северного ограничения Тянь-Шаня:	
комплексное рассмотрение 3.	3
Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика и новые геологоразве-	
дочные проекты	7
Осипова Е.Б. Особенности напряженно-деформированного состояния	
тектоносферы Центральных Курил 43	3
Орлова С.О., Тевелев Арк. В. Обстановки формирования нижнери-	
фейских отложений айской свиты (Южный Урал) 4	7

Паланджян С.А. К датировке офиолитов Усть-Бельского террейна
(Анадырско-Корякский регион, Северо-Восток России)
Панина Л.В. Характерные черты новейшего горообразования
Большого Кавказа 56
Парфенюк О.И. Влияние эрозии коллизионных поднятий на
структуру надвиговых зон и процесс эксгумации глубинных
пород (численное моделирование)
Петрицевский А.М. Расщепление литосферы, аккреция, складча-
тость и вулканизм в реологических гравитационных моделях
тектоносферы Северо-Восточной Азии
Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. Реконструкция условий формирования
доордовикских дунит-клинопироксенит-габбровых и габбро-
перидотитовых комплексов восточного склона Среднего
и Северного Урала 70
Петров Г.А. Признаки позднедокембрийской обстановки
скольжения плит на Среднем Урале74
Пилицына А.В., Третьяков А.А., Ковальчук Е.В. Особенности прояв-
ления изотермальной декомпрессии и последующего охлажде-
ния в раннепалеозойских эклогитах анрахайского метаморфи-
ческого комплекса (Южный Казахстан) 78
Киреев А.А., Пискарев А.Л. Особенности кайнозойского спрединга
в восточной части Евразийского бассейна Северного
Ледовитого океана 84
Полетаев А.А. Глубинная неотектоника и этнотектоника
Попков В.И. Коллизионный грязевой вулканизм
Попков И.В. Современные суперинтенсивные тектонические
движения на Таманском полуострове95
Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В., Полещук А.В.
Кайнозойская деформация гранитов Иссыккульской котловины
(Тянь-Шань)
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Соболев Н.Н., Худолей А.К.,
Петров Е.О., Васильев Д.А. Тектонические деформации
Новосибирских островов104
Прудников И. А. Строение, состав и условия формирование
отложений азямской свиты (Южный Урал) 108
Пучков В.Н. Закономерности формирования ороклинов112
Пыстин А. М., Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Пыстина Ю.И. О появ-
лении двух этапов метаморфизма гранулитовой фации в доме-
зопротерозойской истории полиметаморфических комплексов
Урала117

Ребецкий Ю.Л. О механизмах генерации напряжений в коре
внутриконтинентальных горно-склалчатых орогенов
Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Заалишвили В.Б., Степано-
ва МЮ Зайшева НВ Харазова ЮВ Новые ланные о глубин-
ном строении тектонике и геолинамике Большого Кавказа 125
Родкин М.В. Шатахиян А.Р. Андреева М.Ю. Рукавишникова Т.А.
Процессы массированного рудообразования как побочный
продукт процессов тектогенеза (по результатам статисти-
продукт процессов тектогенеза (по результатам статисти-
Poduuvoe $\Lambda \Gamma$ Zabanuvora $\Pi \Pi$ Conserve $H \Lambda$ Hucunovu $M B$
Гооников А.Г., Заоаринская л.П., Сергееви П.А., Писилевич им.D.
геодинамика активных континентальных окраин переходной
зоны Евразиискии континент – тихии океан
<i>Розен О.М.</i> Плюмовыи магматизм Сиоирского кратона: кимоер-
литы, ультраосновные–щелочные комплексы с кароонатитами
и траппы
Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Викентьев И.В., Прокофь-
ев В.Ю., Савичев А.Т., Хейдари М. Африканский суперплюм
ответственен за тектонику востока Ирана, Ближний Восток
и смежных структур? Новые данные, «горячая» тектоника,
металлогенические вопросы, корреляция углеводородов (УВ)
с общей геологией143
Романюк Т.В., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б., Михайло-
ва А.В. Тестирование (3-D модель, метод конечных элементов)
критериев пластичности и их параметров для блоков средней/
нижней коры литосферы региона разлома Сан-Андреас146
Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. Позднедокембрийская
предыстория палеозойских океанов и гипотеза "суперконтинен-
тальных циклов"
Рязаниев А.В., Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Ран-
ний палеозой Чу-Илийского региона Казахстана и эволюция
континентальной окраины в позднем кембрии-ордовике
Савельев А.Л., Морозова Е.Б., Чернятьева А.П. Минералогические
инликаторы физико-химических условий гилротермально-мета-
соматических процессов в габбро-долеритах Первомайского
штока (Крым дер Трудоцюбовка) 162
Савинский И 4 Владимиров В Г Купольная природа Ченекской
сионногии 11.11., влиоимиров в.1. Купольпал природа почекской
гранитот пенсовой структуры (ктртышекая сдвиговая зона, Востопни и Казахстан) 144
$\Gamma_{auauaa} \pi \Phi$ Этопи казальнан)
Семенов д. Ф. Этапы формирования мезозоид Сахалина 1/0

Серов М.А., Жижерин В.С. Новые данные по современным движе-
ниям земной коры Верхнего Приамурья 174
Сим Л.А., Добрецов Н.Л., Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сыче-
ва Н.А., Сычев В.Н. Палео- и современное напряженное
состояние складчатых областей Евразии 179
Славинский В.В. Особенности теплового режима литосферы
складчатых поясов
Смирнов В.Н. Процессы горообразования в Верхоянско-Чукотской
области в позднем мезозое и кайнозое 187
Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Концепция циклитовой модели
структуры земной коры191
Сомин М.Л. Псевдофундамент в структуре складчатых систем195
Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые сви-
детельства проявления неопротерозойского гранитоидного
магматизма в пределах Буреинскогог террейна восточной
части Центрально-Азиатского складчатого пояса 198
Стром А.Л. Кальдерообразные провалы на сводах новейших анти-
клиналей – геоморфологическое проявление тектонической
расслоенности литосферы
Суфиев А.А., Морозова А.Б. Характер и особенности метасомати-
ческих образований, изученных в пределах Джидаирского масс-
сива и его вмещающей рамы (Крымский учебный полигон)205
Сывороткин В.Л., Подгорнова С.Т. Рифтогенез и природные
пожары 207
Сычев С.Н. Деформационная история зоны Главного Уральского
разлома (южная часть Полярного Урала)
Тверитинова Т.Ю. Сходства и различия дизъюнктивной структуры
и кайнозойской геодинамики Байкальского и Кавказского
регионов
Тевелев Ал.В. Обстановки формирования конвергентных и дивер-
гентных поясов в структуре Южного Урала
Тевелев Арк.В. Осадочные аналоги деформационных структур223
Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность
Охотского моря и ее тектонические аспекты
Травин А.В., Владимиров А.Г. Гранитоидные батолиты и орогенез:
термохронологический подход к оценке длительности масштаб-
ного гранитообразования и орогенических событий
Травин В.В. Образование даек базитов в условиях метаморфизма
вмещающих гнейсов: данные изучения раннедокембрийских
даек района села Гридино, Беломорский подвижный пояс236

Трифонов В.Г., Любин В.П., Беляева Е.В., Трихунков Я.И., Сима-
кова А.Н., Тесаков А.С., Веселовский Р.В., Пресняков С.Л.,
Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Ожерельев Д.В. Геодинамичес-
кие и палеогеографические условия расселения древнейшего
человека в Евразии (Аравийско-Кавказский регион)
Трихунков Я.И., Зеленин Е.А. Активные складчатые структуры
Северо-Западного Кавказа
Турикешев Г.Т., Шафеева Э.И., Козлова Е.В. Тектоника позднего
квартера и ее исследование на территории Южного Предуралья252
Тучкова М.И., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е. Анализ провинций
обломочных цирконов Чукотской континентальной окраины и
региональные корреляции
Тюпанов С.Н. Тектонические особенности складчатого обрамление
Балтийского щита (на примере района полуостровов Средний и
Рыбачий)
Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. Система террейн-
континент в Западном Прибайкалье: структура раннепалеозой-
ского тектонического коллажа вдоль зоны коллизионного шва264
Фёдоров А.Е. Влияние геологических факторов на психическое
состояние и агрессивное поведение людей
Харченко В.М. Закономерности распространения карбонатных
микроплатформ и вулканогенных построек и их связь с нефте-
газоносностью на примере Восточного Предкавказья и
Прикаспийской впадины272
Хотылев А.О. Строение, состав и история развития раннепротеро-
зойского александровского комплекса (Южный Урал)276
Чайковский И.И. Основные типы соляной тектоники складчатых
и платформенных областей
Шакуров Р.К. Уральский Каратау: к проблеме происхождения285
Шацилло А.В., Паверман В.И. Что маркируют орогенные комп-
лексы Северо-Байкальского нагорья?
Шевченко В.И. Альпийско-Индонезийский подвижный пояс и
океанический бассейн Тетис294
Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Агеев С.Н., Компаниец М.А., Лаври-
щев В.А., Шамановская С.П., Геворкян Ю.А. Структура Большо-
го Кавказа по результатам геофизических исследований вдоль
Адыгейского профиля (Дагомыс-Абадзехская-Гиагинская)299
Шереметьева Е.В. Элементы глубинной неотектоники бассейна
р. Оки на территории Калужской и Тульской областей

Шипилов Э.В. О деформациях литосферы в зонах крупноамплитуд-	
ных сдвигов Евразиатско-Арктической континентальной	
окраины при формировании океанических структур в	
мезозое-кайнозое	308
Шмонова Е.А, Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Условия и механизмы	
формирования складчатой структуры нижнекаменноугольной	
карбонатной толщи района с. Кугарчи (западный склон	
Южного Урала)	313

Научное издание

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ: СХОДСТВО, РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ

Материалы XLVI Тектонического совещания

Том 2

Подписано к печати 10.01.2014. Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м2. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 20,5 п.л. Тираж 250 экз.

ООО "Издательство ГЕОС" 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114. Тел./Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91. E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.


Издательство ГЕОС

издание и распространение научной литературы

Издательство ГЕОС сотрудничает с Российским фондом фундаментальных исследований и другими фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;

 – готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригиналмакетов));

 – гарантирует высококачественную печать (за 1–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;

– осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91. E-mail: <u>geos-books@yandex.ru</u>; **www.geos-books.ru**