MK	РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ
МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ	ГЕОЛОГИЯ Полярных
МОСКВА	ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ
2009	Том II

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

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

Материалы XLII Тектонического совещания

Том 2

Москва ГЕОС 2009 ББК 26.323 T 67 УДК 549.903.55(2), 55.551.462.32(268.45)

Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2009. – 344 с. ISBN 978-5-89118-434-3

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект 09-05-06002-г

> Ответственный редактор Ю.В. Карякин

На обложке: Антарктида. Трансантарктические горы. Фото Ю.Г. Леонова, 2008 г.

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2009 © ГЕОС, 2009

История развития рельефа Арктического побережья (Лено-Анабарское междуречье) в кайнозойское время

В рамках выполнения договора с ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» (ЗАО) была составлена (в компьютерном варианте) Геоморфологическая карта Лено-Анабарского междуречья масштаба 1:1 000 000, специализированная на алмазы. На её основе построены палеогеоморфологические карты в том же масштабе на N₂-E, Q_{II}, Q_{III} время. Карты составлялись на топооснове. Горизонтали проведены через 20 м. При этом использовались в основном данные Государственных геологических съёмок масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000, а также опубликованные и, в меньшей мере, фондовые материалы. Карты строились камеральным путём методом картирования возраста (цветом) и генезиса (значками) граней (поверхностей) рельефа.

В пределах исследованной территории, ограниченной с востока р. Леной, с севера – Северным Ледовитым океаном (СЛО), с юга – параллелью 68° с.ш., с запада – меридианом 111°, закартированы серии денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания (ПВ) различного возраста - от позднего триаса до голоцена. На схеме геоморфологического районирования выделены следующие морфогенетико-возрастные категории рельефа. 1. Аккумулятивные ПВ четвертичного возраста (абс. выс. 20-80 м). 2. Суолама-Бурская эрозионно-аккумулятивная низменность плиоцен-четвертичного возраста (абс. выс. 40–160 м). 3. Эрозионные днища долин с редкими остатками аллювия – Муна-Келимээрская долина палео-Лены (абс. выс. 80-220 м) и палеодолина р. Большая Куонамка (абс. выс. 120-180 м). 4. Озёрно-аллювиальная «коптогенная» низменная равнина Попигайской котловины, абс. выс. 20-140 (191) м. 5. Позднемел-четвертичный эрозионно-денудационный кряж Прончищева, абс. выс. 80-200 (315) м и Улахан-Юрэгэнский кряж, абс. выс. 120-200 (241) м. 6. Раннемел-четвертичные эрозионно-денудационные кряжи – Чекановского, абс. выс. 120-460 (524) м и Ангардам-Таса, абс. выс. 200-380 (529) м. 7. Среднеюрско-четвертичный эрозионно-денудационный кряж Сюрях-Джангы, абс. выс. 140-380 (403) м. 8. Оленёк-Куонамское плато (абс. выс. 140-220 м) - площадь премущественного развития эбеляхской денудационной ПВ (K2-N). 9. Лено-Оленёкское плато (абс. выс. 160-320 м) – площадь преимущественного раз-

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), Новосибирск, Россия

вития лено-оленёкской денудационной ПВ (K₂). 10 Нижнеоленёкское ступенчатое эрозионно-денудационное плато (абс. выс. 180–460 м) – площадь преимущественного развития 300- и 400-метровых денудационных ПВ (J₂-N₂). 11. Ступенчатое эрозионно-денудационное плато Анабарского кряжа, абс. выс. 200–500 (544) м – площадь преимущественного развития 300-, 400- и 500-метровых денудационных ПВ (T₃-N₂). 12. Среднеоленёкское ступенчатое эрозионно-денудационное плато (абс. выс. 280–420 м) – площадь преимущественного развития 300- и 400-метровых денудационных ПВ (J₂-K₂).

На основе анализа рельефа и геологического строения территории можно сделать следующие выводы.

1. Денудационный рельеф преобладает (примерно 2/3 по площади) над аккумулятивным. Среди денудационного рельефа наиболее распространены эбеляхская (K₂-N) и лено-оленёкская (K₂) денудационные ПВ. Денудационный рельеф является чрезвычайно древним: по окраинам Анабарского щита сохранились участки позднетриасово-раннеюрской ПВ и здесь же (а также и на Оленёкском поднятии) – среднеюрскораннемеловые и раннемеловые ПВ. О стабильной тектонической обстановке свидетельствуют также сохранившиеся на междуречье Оленёка и Анабар на эбеляхской ПВ фрагменты альб-сеноманской гидросети, а в долинах современных рек и на водоразделах – размытые остатки озёрноаллювиальных альб-сеноманских отложений.

2. Современная гидросеть региона является унаследованной с плиоценовой (а, скорее всего, – с миоценовой) эпохи, так как придолинная куонамская $\Pi B (N_2^{\ 3}-E_1)$ прослеживается практически по всем основным современным водотокам, что наглядно видно на палеогеоморфологической карте на это время. В плиоцен-эоплейстоценовое время изменения гидросети (по сравнению с современной) были следующие: а) р. Большая Куонамка не соединялась с Малой Куонамкой, а через р. Старую впадала в Попигайскую котловину; б) р. Анабар текла на юг и через Малую Куонамку, Усумун и Биректе впадала в Оленёк; в) р. Оленёк огибала Оленёкское поднятие с юга и впадала через Кютюнгдинский грабен в палео-Лену. В средненеоплейстоценовое время р. Большая Куонамка соединилась с Малой Куонамкой, образовав Анабар, который размыл в результате регрессивной эрозии узкий перешеек в его верховьях и стал течь на север; р. Оленёк по-прежнему впадала в палео-Лену. Река Бур в это время текла в направлении противоположном – через Уджакан она впадала в р. Уджу. В позднеэоплейстоценовое время р. Анабар в результате подпруживания её устья бореальным бассейном и повышения базиса эрозии вновь стала впадать через ранее указанные реки в Оленёк, который не сменил своего направления течения на восток. Река Уджа также сменила направление течения на противоположное – через брошенную долину в верховьях её правого притока р. Уджакан она соединялась с р. Бур и текла на восток.

3. Северная часть исследуемой территории представляет собой побережье моря Лаптевых, которое на протяжении всего кайнозоя периодически затоплялось морем. Так, Суоламо-Бурская эрозионно-аккумулятивная низменность в *плиоцен-эоплейстоценовое* время представляла собой пресноводно-морской бассейн, отделённый на северо-востоке от СЛО кряжами Прончищева и Чекановского. В последующую эпоху (Q_{II}), на которую строилась палеогеоморфологическая карта, на севере площади также существовал аллювиально-морской бассейн, постепенно переходящий в крупный мелководный пресный бассейн. Широко развита была и 100-метровая эрозионная ПВ (Q_{II}¹) с остатками неогенового аллювия на вершинах холмов. На склонах Анабарского щита находился ледник – сохранились следы этого оледенения (тазовского, Q_{II}⁴) в виде «валунных суглинков» мощностью до 15 м. В *поздненеоплейстоценовое время* на северном побережье Северо-Сибирской низменности на палеогеоморфологической карте мы показали морскую аккумулятивную ПВ муруктинско-каргинского времени, сняв озёрно-аллювиальные (Q_{III}⁴ sr) и криогенные образования (Q_{III}²⁻⁴). По данным Д.Ю. Большиянова и др. [1], здесь 130–70 тыс. л. н. (Q_{III}¹ – Q_{III}²) существовал морской бассейн, постепенно превратившийся 70–30 тыс. л. н. (Q_{III}² – Q_{III}³) в пресноводный.

Обращает на себя внимание чрезвычайно широкое распространение по рекам региона третьей и второй надпойменных террас, что означает, что базис эрозии в это время был высоким, и реки не врезались, а их русла «гуляли» по широким долинам и отлагали аллювий. Поэтому причину обратного течения рек Анабар и Уджа мы видим в высоком стоянии уровня СЛО.

В муруктинское время р. Лена в районе «Ленской трубы» была подпружена ледником и образовался водоём, закрывавший территорию долины палео-Лены и основные понижения полностью [2]. Поздненеоплейстоценовые осадки сохранились в долинах современных водотоков практически повсеместно (южнее «Ленской трубы»). В конце $Q_{\rm III}$ началась неотектоническая перестройка СЛО, совпавшая с сартанским оледенением ($Q_{\rm III}^4$). Произошла глубокая регрессия СЛО (22–10 тыс. л.н.), уровень моря упал до -100–300 м, Лаптевоморский шельф оголился [5]. После сартанского оледенения вновь началась трансгрессия и в интервале 11,2–10,2 тыс. л.н. возникло море Лаптевых [4].

4. Коренные источники уникальных россыпей алмазов Эбеляхской площади считаются неизвестными. Однако по крайней мере часть из них уже установлена – это «акреционные лапиллиевые туфы магматических

тел лампроитового типа» [3], из них было извлечено 120 кристаллов алмаза [6]. Предполагается, что так называемые покровные озёрно-аллювиальные галечники (N₂-Q₁) представляют собой выбросы туфобрекчиевых образований, подвергшихся впоследствии плоскостному смыву и эрозии временными водотоками.

Мы в общих чертах рассмотрели историю развития рельефа Лено-Анабарского междуречья. Для более детального и более представительного анализа необходимо строить палеогеоморфологические карты на более дробные отрезки времени, например, на $Q_{\rm III}^{1}$, $Q_{\rm III}^{2}$, $Q_{\rm III}^{3}$, $Q_{\rm III}^{4}$. Но для этого, конечно, должна быть разработана более детальная стратиграфия кайнозойских отложений, которая в настоящий момент не отвечает современному уровню знаний.

Литература

1. Большиянов Д.Ю. Новые представления о палеогеографии плейстоцена Арктики и Антарктиды // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее и будущее: Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Санкт-Петербург, СПбГУ, 15–20 сентября 2008 г. Санкт-Петербург, 2008. С. 23–24.

2. Галабала Р.О., Минаева Ю.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист R-51-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1968. 64 с.

3. Епифанов В.А., Родин Р.С. Геологические предпосылки альтернативного механизма алмазообразования на Сибирской платформе // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 119–128.

4. Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. 2007. № 67. С. 20–32.

 Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене: временной и пространственный аспекты // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI в: Тез. докл. СПб., 1998. С. 207–208.

6. Специус З.В., Гриффин В.Л., Прокопьев С.И. Особенности алмазов и вероятный источник формирования россыпей Эбеляхской площади, Якутия // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Тез. докл. Сыктывкар, 2006. С. 128–129.

Политико-правовые условия организации натурных антарктических исследований

Антарктика является уникальным регионом не только с позиций неповторимых природных ландшафтов и весьма специфических географических условий, но и как исключительный объект международного права, с помощью механизмов которого осуществляется регулирование различных видов национальной деятельности и международного сотрудничества. С целью определения основных политико-правовых условий возможности осуществления деятельности в Южном полярном регионе будет использован историко-правовой подход, который поможет создать ретроспективу развития принципов международного права в отношении Антарктики и понять причины их применения.

Первые понятия международного морского права («открытое море», «свобода мореплавания» и «возможности применения военной силы») были сформулированы в период эпохи великих географических открытий в XV–XVI вв. Одними из первых документов в этом направлении стали Папские Буллы «О разделе морей и океанов между Испанией и Португалией» в 1493 г. Дальнейшее развитие данных юридических понятий было сделано голландским ученым Гуго Гроцием, который в 1608 г. опубликовал трактат о принципах свободы мореплавания для голландского флота.

Основные географические открытия в Антарктике, которые позволили в 1886 г. шотландцу Джорджу Мерею создать первую географическую карту контура шестого континента, были сделаны в XIX в. Кроме специально организованных правительственных и неправительственных экспедиций, попутно такие открытия выполнялись зверобоями и китобоями Великобритании, Норвегии, США и некоторых других стран. Однако первенство в открытии шестого континента, по признанию того же Дж. Мерея, принадлежит русской южно-полярной экспедиции под командованием Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева, суда которых 16 (28) января 1820 г. впервые подошли к ледяным берегам Антарктиды. Основные принципы международного морского права не были оформлены в рамках международных конвенций и договоров, поэтому капитаны морских судов пользовались исключительно законодательством того государства, под флагом которого они работали. Аналогичная ситуация складывалась

¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ АА-НИИ), Санкт-Петербург, Россия

и с антарктическими экспедициями, носящими научный либо политический характер и проводимыми с целью открытия и присоединения к метрополии новых «terra nullius». В 1884–1885 гг. на Берлинской международной конференции «По африканским вопросам» были разработаны юридические основы колонизации заморских территорий, что создало некоторую правовую основу в государственных действиях о присоединении новых земель, в том числе и в Антарктике.

В период с 1908 по 1955 гг. семь государств (Великобритания, Австралия, Новая Зеландия, Норвегия, Франция, Аргентина и Чили) объявили свои национальные права на владение долготными секторами Антарктиды и примыкающими к ним морскими акваториями, что по площади составило около трех четвертей всей территории Антарктики. Незадолго до начала Второй мировой войны Германия и Япония также заявили свои аналогичные антарктические территории, при этом Германия распространила свои права на некоторый участок норвежского сектора. Подобная ситуация впоследствии возникла между правитель-ствами Великобритании, Аргентины и Чили, площади антарктических секторов которых накладываются друг на друга и не имеют взаимно согласованных границ. Вполне естественно, что на заявленных антарктических территориях действовало то национальное право, которое ис-пользовалось правительствами стран-территориалистов. Конфликтную ситуацию между Великобританией и Аргентиной в Антарктике пытались разрешить даже вооруженным путем и в международных судах, но реальных результатов данные действия не достигли. СССР попытался стать членом «международного антарктического клуба» еще в 1932 г., когда была предпринята попытка организации первой Советской Ан-тарктической экспедиции по программе Второго Международного по-лярного года 1932–1933 гг. Отсутствие на данный период времени дип-ломатических отношений с большинством стран мира не позволило нашей стране организовать бункеровку судов китобойной флотилии «Але-ут», на которых предполагалось выполнить программу экспедиции, в морских портах Южного полушария. В то же время, попытки одностоморских портах Южного полушария. В то же время, попытки односто-роннего решения территориального раздела Антарктики не оставались вне поля зрения советского правительства. В своей Ноте от 27 января 1939 г. в адрес правительства Норвегии по вопросу объявления «нор-вежского сектора Антарктики» СССР заявил решительный протест про-тив одностороннего (несогласованного с другими странами) решения о суверенитете над антарктическими территориями и заявил о своем праве сохранения территориальных претензий на весь антарктический континент, исходя из права государства-первооткрывателя Антарктиды.

Завершение Второй мировой войны автоматически сняло территори-альные претензии фашистской Германии и милитаристской Японии на антарктические территории, которые были сделаны правительствами этих государств перед началом этой войны. В США продолжительное время подробно обсуждался вопрос о возможности объявления амери-канского сектора в Антарктике. В результате победила точка зрения тех государственных деятелей, которые придерживались позиций сохранения американского контроля над всей южно-полярной областью, используя право «эффективного контроля» над территорией, который был разработан взамен известного принципа «эффективной оккупации», уста-новленного на вышеназванной Берлинской конференции в 1884–1885 гг. Правовая основа такого подхода подчеркивала необходимость квазипостоянного действенного присутствия в различных стратегически важных районах антарктической территории с утверждением американской доминанты в таких районах в независимости от ранее заявленных другими странами территориальных претензий. Особое место в этом плане занимала точка Южного географического полюса, в которой сходились все семь заявленных национальных антарктических секторов. Именно здесь Антарктическая программа США в 1957 г. открыла свою постоян-но действующую станцию Амундсен–Скотт. В Ноте Государственного департамента США от 2 мая 1958 г. подчеркивалось отрицание и непризнание ранее сделанных другими странами территориальных притязаний и сохранение за США права владения всем Антарктическим континентом с исторической основой открытия других участков шестого континента, сделанного американским китобоем Нафануилом Б.Палмером в

тинента, сделанного американским китоооем Нафануилом Б.Палмером в районе Антарктического полуострова в 1820 г. Попытки урегулировать возникшие территориальные споры в отношении Антарктических территорий с помощью механизмов международного права были предприняты правительством США в 1948 г., когда американская сторона пригласила на специальную международную конференцию делегации 7 стран, объявивших о своих территориальных претензиях в Антарктике. На этот момент, именно эти 8 стран проводили в Антарктике активную деятельность, которая заключалась в несистематических научных исследованиях и китобойном промысле. Однако правительства Аргентины и Чили посчитали созыв данной конференции попыткой оказания давления на позиции южноамериканских стран в регионе и отказались от участия. В результате конференция была сорвана. СССР не получала приглашение для работы на этом международном форуме, так как с позиции организаторов наша страна в это время не проводила достаточно активную деятельность в Антарктике. Такое отношение было не только несправедливо, но и не соответствовало действительности, так как еще в конце 1946 г. СССР направил в антарктиче-ские воды свою китобойную флотилию «Слава». Она была получена нашей страной по репарации из Германии по окончании Второй мировой войны. В следующем летнем антарктическом сезоне 1947–1948 гг. на одном из судов этой флотилии начала работать специальная научная группа, которая занималась исследованиями по физической, химической и биологической океанологии вод Южного океана. В конце 1946 г. Председатель Правительства СССР И.В. Сталин поручил МИД СССР приступить к обеспечению правовых вопросов деятельности СССР в Антарктике. В январе 1947 г. Коллегия МИД СССР возложила эти обязанности на договорно-правовое управление этого министерства. 13 ию-ля 1955 г. Постановлением Совета Министров СССР была организована Комплексная антарктическая экспедиция Академии Наук СССР. 13 февраля 1956 г. была открыта первая советская антарктическая станция Мирный. С этого момента наша страна приступила к регулярным исследованиям Южного полярного региона. 19 июля 1959 г. Постановлением Совета Министров СССР организационная структура экспедиции была передана в Главсевморпуть Минморфлота СССР. Непосредственно организацией и проведением экспедиций занимался Арктический и антарктический научно-исследовательский институт. После его перевода в мае 1963 г. в структуру Гидрометеорологической службы страны именно это ведомство стало отвечать за деятельность национальной Антарк-тической экспедиции. Указом Президента Российской Федерации от 7 августа 1992 г. Советская антарктическая экспедиция была переименована в Российскую, а руководство и контроль за ее деятельностью возложены на Росгидромет.

Возложены на Росгидромет. В 1950 г. правительство СССР опубликовало Меморандум об отношении нашего государства к Антарктическим вопросам, в котором предлагалось использовать принципы международного права, и подчеркивалась необходимость созыва специальной международной конференции по Антарктике при обязательном участии в ней СССР. Такая конференция была созвана в октябре 1959 г. в столице США

Такая конференция была созвана в октябре 1959 г. в столице США Вашингтоне. В ней приняли участие делегации 12 стран (Австралия, Аргентина, Бельгия, Великобритания, Новая Зеландия, Норвегия, СССР, США, Франция, Чили, ЮАС и Япония), участниц антарктических исследований по программе Международного Геофизического года 1957– 1958 гг. Работа Конференции завершилась подписанием 1 декабря 1959 г. Договора об Антарктике.

Этот Акт международного права объявил Антарктику демилитаризованной зоной, свободной для международного сотрудничества и международных исследований. В Антарктике запрещается хранение радиоак-

тивных материалов, провозглашается принцип свободного обмена информацией. Контроль за выполнением требований Договора возлагается на национальные или международные инспекции. В отношении территориальных претензий применяется принцип «статус-кво», что означает невозможность принятия новых (после 1959 г.) территориальных претензий или их расширения при сохранении того статуса государственного суверенитета, которым располагали страны, заявившие территориальные претензии по состоянию на 1 декабря 1959 г.

Договор не определил правовой статус антарктической территории («участки территорий суверенных государств», «международные территории», «кондоминиум», «terra-nullius», «общее наследие человечества»), а определил только правовой статус режима управления этим ре-гионом. Таким образом, современное понятие «территория Антарктики» означает, что «данный регион представляет собой «территорию, находящуюся под международным режимом управления». Договор об Антарктике открыт для присоединения, и на 1 июня 2008 г. его участниками стали 47 государств, представляющих все континенты планеты и наиболее экономически развитые страны мира. В отличие от многих других международных Актов, Договор об Антарктике предполагает два статуса его участников: «Консультативные и Неконсультативные Стороны». Первый дает возможность обсуждения всех вопросов внутри Дороны». Первый дает возможность обсуждения всех вопросов внутри До-говора и принятия решений по ним, однако он предусматривает обяза-тельное наличие активно действующей национальной Антарктической программы. Второй – дает право наблюдателя. Все решения принима-ются на основе принципа «консенсуса». Таким образом, в Договоре не-возможна организация различных политических коалиций и использо-вание принципа простого большинства для принятия важных междуна-родных решений. Договор об Антарктике не входит в структуру ООН, однако раз в два года страна-депозитарий (США) Договора представляет отчет о деятельности Системы Договора об Антарктике на Генеральной Ассамблее ООН. Это дает возможность ООН осуществлять необходи-мый контроль за развитием межлунаролных отношений в Антарктике Ассамолее ООН. Это дает возможность ООН осуществлять необходи-мый контроль за развитием международных отношений в Антарктике. Систему Договора об Антарктике образуют такие акты международного права, как Договор об Антарктике 1959 г., Конвенция о сохранении ан-тарктических тюленей 1972 г., Конвенция по сохранению морских жи-вых ресурсов Антарктики 1980 г., Протокол по охране окружающей среды Договора об Антарктике, Рекомендации и Меры, принятые на Консультативных совещаниях по Договору (КСДА) и одобренные пра-вительствами стран, участниц Договора.

В 1988 г. была разработана и принята Конвенция по регулированию освоения минеральных ресурсов Антарктики, однако она не вступила в

силу из-за отказа ее ратификации правительствами Австралии и Фран-ции. Вместо нее в 1991 г. был принят вышеназванный Протокол. В отечественной литературе сложилось устойчивое мнение, что До-говор об Антарктике навсегда разрешил вопросы территориальной цеговор оо Антарктике навсегда разрешил вопросы территориальной це-лостности Антарктики. В то же время существующие противоречия ме-жду различными группами стран в отношении территориальных претен-зий время от времени продолжают оставаться в центре внимания меж-дународного Антарктического сообщества. Данный вопрос не ограничи-вается постоянным «пикированием» между делегациями Аргентины, Великобритании и Чили в отношении географических названий, прав использования антарктических вод для рыболовного промысла и применения военно-морских судов. Наиболее острые противоречия возникли в 2004 г., когда на XXVII КСДА в Кейптауне Австралия объявила о на-правлении своей заявки в специальную Комиссию ООН на владение правлении своей заявки в специальную Комиссию ООН на владение континентальным шельфом, примыкающим к «Австралийскому» секто-ру Антарктики. Это право, по мнению Австралийской стороны, предос-тавлено ей положениями Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. Дело в том, что текст Договора об Антарктике никак не рассматривает вопросы континентального шельфа и океанического дна, а ограничивает-ся только понятием «морские пространства». Напротив, Конвенция ООН предоставляет право прибрежным государствам при выполнении опреде-ленных требований распространить свой государственный статус на при-мыкающие к побережью районы континентального шельфа. Делегации России и США активно возразили против подобного подхода Австралии, заявив, что эти действия являются нелегитимными, так как они расширя-России и США активно возразили против подооного подхода Австралии, заявив, что эти действия являются нелегитимными, так как они расширя-ют возможности государственного суверенитета в Антарктике и тем са-мым нарушают принцип «статус-кво», объявленный в тексте Договора об Антарктике 1959 г. Комиссия ООН по вопросам континентального шель-фа сочла позицию США и России объективной и не приняла для рассмот-

рения раздел Антарктического региона в заявке Австралии. Несмотря на это, действия, аналогичные позиции Австралии, в на-стоящее время предпринимаются Великобританией, необходимые по-добные документы подготовлены и в Норвегии. Как правило, данные страны используют в этом случае примеры действий приарктических государств (Дания, Исландия, Канада, Норвегия, Россия, США) в Арктике, забывая о том, что арктические государства имеют свои террито-рии в Северном полярном регионе, согласованные со всеми нормами су-веренных государств, выработанными ООН. Исходя из этого, использо-вание подходов Конвенции ООН по морскому праву в Арктике абсо-лютно легитимно. В противовес этому подходу, Великобритания в ок-тябре 2007 г. предложила разработать Международный Договор об Арктике по аналогии с Антарктикой. Это предложение, вполне естественно, не нашло поддержки у приарктических государств. Важным ответным шагом на действия Великобритании стало заявление России о намерении подготовить заявку на владение всем континентальным шельфом вокруг Антарктиды со ссылкой на Ноту 1939 г. Результатом данной дискуссии стали попытки использования средств массовой информации в распространении слухов о скором прекращении действия Договора об Антарктике 1959 г., которые не имеют под собой никаких правовых и фактологических обоснований.

П.И. Лунёв¹, М.С. Егоров¹

Кайнозойские отложения массива Уиллинг (Восточная Антарктида, горы Принс-Чарльз) в контексте региональных неотектонических процессов

Массив Уиллинг расположен в центральной части гор Принс-Чарльз – районе, где наиболее полно запечатлена кайнозойская история этого региона. Изучение кайнозойских отложений в горах Принс-Чарльз регулярно проводится в рамках наземных геологических исследований. В последние годы были изучены такие интересные в геологическом отношении горные массивы, как Фишер, Мередит, Ланьон, Уиллинг. Наименее изученным из них до 2008 г. (53-я РАЭ) являлся массив Уиллинг, в пределах которого кайнозойские отложения занимают 6 % обнаженной территории. В основном они распространены относительно небольшими фрагментами вдоль краевых частей массива, а также в северо-западной и центральной его частях. Единственными сведениями по кайнозойским отложениям массива являлись материалы работ 1993–1994 гг. (Геологический отчет по 39-й РАЭ). По результатам этих исследований они были разделены на два типа: верхнеплейстоценовые ледниковые и современные ледниковые.

В полевой сезон 2007–2008 гг. эти отложения изучены более подробно геологическими маршрутами с попутным шлиховым опробованием. Имеющиеся сведения были существенно пополнены новыми геологическими материалами. И впервые на западном пологом склоне горы Уиллинг были обнаружены и изучены ледниковые образования в интервале

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Санкт-Петербург, Россия

высот 1260–1300 м. По результатам полевых исследований, все изученные ледниковые отложения были разделены на следующие генетические типы: 1) олигоцен-миоценовые (?) водно-ледниковые отложения (gP₃ – Q_{1-3} (?)); 2) позднеплейстоценовые ледниковые отложения (gQ_p); 3) голоценовые ледниковые отложения (gQ_h); 4) голоценовые водно-ледниковые отложения (fgQ_h).

1. Олигоцен-миоценовые (?) водно-ледниковые отложения (gP_3-Q_{1-3} (?)) распространены на западном склоне горы Уиллинг близ ее верши-ны. Занимают площадь 0,33 км². В плане вытянуты в субширотном направлении на 1,15 км, при максимальной ширине в 0,48 км. В ходе работ проводилось детальное изучение обломков на площади 6 м². Крупнообломочная часть по всей площади отложений представлена галечновалунным материалом с наличием хорошо окатанных галек уплощенной формы. Соотношение обломков к рыхлому материалу 1:1. Последний представлен преимущественно суглинками с резко подчиненными супе-сями в периферийных частях отложений. В составе обломков ярко пре-обладающих типов пород нет. На 1 м² приходится 6–8 типов пород. Это габбро-нориты, огнейсованные граниты, пегматоидные граниты, гранодиориты, долериты, огнейсованные диориты, биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, плагиоклаз-амфиболовые кристаллические сланцы и тонкополосчатые кварциты. Практически все разности имеют местное происхождение, за исключением тонкополосчатых кварцитов. По наличию хорошо окатанной гальки, к тому же уплощенной формы, можно предполагать весьма значительное влияние водной среды при их формировании. Возможно, галька является внесенной при выпахивании ледником более древних морских образований. Подтверждением ледниковой экспозиции может служить также наличие на поверхности при-вершинного плато горы Уиллинг крупного эрратического валуна грано-диоритов. Мощность отложений может достигать 10 м.

Определение возраста этих образований на данный момент остается проблематичным, из-за отсутствия прямых признаков. Можно достоверно говорить лишь о том, что данные отложения являются наиболее древними. Высотное положение их в интервале 1260–1300 м, а также общие литологические черты позволяют, пока условно, сопоставлять их с ледниково-морскими отложениями горы Надкаровой массива Фишер, который отстоит в 30 км северо-восточнее [1]. Фишерские отложения залегают в высотном интервале 1260–1456 м и отнесены австралийскими исследователями к олигоцену–миоцену по диагностике заключенных в них остатков диатомовых водорослей.

2. Позднеплейстоценовые (?) ледниковые отложения (gQ_p) располагаются в крайней северо-западной части массива Уиллинг, в интервале высот 860–930 м и занимают площадь 0,68 км². На аэрофотоснимках очень хорошо видно, что эти отложения по всей площади сформированы поперечными грядами, выпуклыми в восточном направлении. По-видимому, они представляют собой комплекс конечных морен, сформированных при стадийном отступлении лопасти материкового ледника.

По составу позднеплейстоценовые отложения являются наиболее разнообразными, они сложены преимущественно разнозернистыми песками и гравийно-дресвяниками с большим количеством щебня, валунов и глыб различного состава. Мощность их точно не определена, но можно предполагать, что не превышает первых метров. В бровках крайних восточных моренных гряд хорошо видны линзы и прослои чистого льда. Относительно неплохо сохранившийся рельеф моренных гряд, а также наличие под некоторыми из них погребенного льда склоняют нас относить эти отложения к позднему плейстоцену.

3. Голоценовые ледниковые отложения (gQ_h) протягиваются вдоль северного и южного бортов массива Уиллинг, формируя боковые морены. Имеют суммарную протяженность 11 км и общую площадь 1,03 км². Ширина моренных гряд резко варьирует в пределах от 20 до 180 м. Боковые морены сложены щебнисто-глыбовым материалом местного происхождения. Рыхлая часть минимальна, редко достигает 30 % от общей массы, местами отсутствует совсем. Представлена разнозернистыми песками и супесями. На всем своем протяжении боковые морены частично перекрыты коллювиальными отложениями, за счет которых они и формируются. При этом латеральная смена вещественного состава обломков напрямую зависит от состава прилегающих коренных пород. Мощность этих отложений, как правило, не превышает первых десятков сантиметров. Все они залегают прямо на ледовых останцах (высотой 5–7 м), что позволяет их считать самыми молодыми ледниковыми образованиями в районе работ.

4. Голоценовые водно-ледниковые отложения (fgQ_h) обрамляют бывшие присклоновые ледниковые озера, примыкавшие к горному массиву и покрытые сейчас прозрачным голубым льдом. Осадки имеют максимальную вытянутость до 0,7–0,8 км с юго-запада на северо-восток. Суммарная площадь составляет 0,08 км². Сложены в основном глинами и суглинками. Видимая мощность не превышает первых десятков сантиметров.

Из вышеизложенного следует, что кайнозойские отложения массива Уиллинг отражают по меньшей мере три гляциальные стадии, связанные с деятельностью ледника Ламберта, а также с неотектоническими процессами. Первая стадия зафиксирована олигоцен-миоценовыми (?) водно-ледниковыми отложениями, ныне залегающими в интервале высот 1260–1300 м и имеющими, возможно, ледниково-морской генезис. Вто-



Схематическая геологическая карта массива Уиллинг

рая стадия выражена позднеплейстоценовым комплексом конечных морен, залегающим в интервале высот 860–930 м в северо-западной части массива. Третью стадию отражают голоценовые ледниковые отложения – боковые морены южного и северного бортов массива, залегающие непосредственно на остаточных ледовых грядах. К этой же стадии, повидимому, приурочено и образование самых молодых водно-ледниковых отложений.

В настоящий момент идет обработка полученных материалов, которая должна позволить, как мы надеемся, выявить генезис самых древних рыхлых отложений массива Уиллинг. Если наши предположения подтвердятся, и генезис этих отложений будет определен как морской, то мы с уверенностью сможем утверждать, что амплитуда неотектонического аплифта составила не менее 1300 м относительно современного уровня моря. Если же они образовались в результате деятельности ледника, можно констатировать, что перепад уровней материкового ледяного покрова в олигоцен-голоценовое время составил в этом районе не менее 700 м.

Литература

1. McKelvey B.C., Hambrey M.J., Harwood D.M. et al. The Pagodroma Group – a Cenozoic record of the East Antarctic ice sheet in the northern Prince Charles Mountains // Antarctic Sci. 2001. № 13(4). P. 455–468.

П.И. Лунев¹, А.И. Погорельский¹

Особенности геологического строения Биверского угленосного бассейна (Восточная Антарктида, горы Принс-Чарльз)

Изучение угленосных отложений района озер Бивер и Рэдок начато более полувека назад и периодически продолжаются по сей день. Как и многие другие уникальные геологические объекты в Восточной Антарктиде, эти отложения являются ключом к пониманию истории геологического развития как непосредственно района их распространения, так и более крупных геологических структур планетарного масштаба (Восточно-Антарктическая платформа, Гондвана и т.д.).

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Санкт-Петербург, Россия

Палеозойская история развития Восточно-Антарктической платформы запечатлена в её геологическом строении крайне фрагментарно. В основном геологические события зафиксированы магматическими комплексами, отражающими отдельные непродолжительные события. Единственная относительно непрерывная запись палеозойской истории Восточной Антарктиды – это осадочные отложения района озер Бивер и Рэдок пермо-триасового возраста. Выходы этих пород на поверхность приурочены к грабену оз. Бивер, развитому в западном борту субмеридиональной рифтовой системы ледников Ламберта и Эймери. Пермотриасовые отложения, представленные преимущественно терригенными породами, с резким угловым несогласием залегают на мезо-неопротерозойском метаморфическом основании. Они образуют моноклинальную структуру с падением слоев преимущественно в восточных направлениях. Соответственно в этих же направлениях происходит и стратиграфическое наращивание разреза. Общая мощность пермо-триасовых отложений в описываемом районе составляет около 3 км.

Впервые они были исследованы австралийским геологом Кроном в 1957 г. Мощная толща пологозалегающих аркозовых песчаников и алевролитов с пластами углей, характеризующихся пермским палинокомплексом, была выделена им в формацию Эймери (сейчас в ранге комплекса). Длительная история исследований этих отложений обусловила сложную эволюцию взглядов на стратиграфическое расчленение комплекса Эймери. Используемая в настоящей работе схема учитывает материалы предыдущих исследований и основана на результатах работ 2002–2006 гг.

Отложения комплекса Эймери традиционно расчленяются на 3 крупные формации (formation): преимущественно конгломератовую Рэдок (Radok Conglomerate), угленосную Баймедар (Bainmedart Coal Measures) и безугольную Флэгстон (Flagstone Bench Formation) [5, 2]. Возрастной диапазон образования всего комплекса Эймери лежит в пределах между ранней пермью и поздним триасом [4]. Пермской части разреза (начиная с кунгурского яруса) соответствуют свиты Рэдок и Баймедар, а практически всему объему триаса (до норийского яруса) отвечает серия Флэгстон, в составе которой выделяются 3 свиты (снизу вверх): Ритчи (Ritchie Member), Джетти (Jetty Member) и Мак-Келви (McKelvey Member) [4].

Район озер Бивер и Рэдок характеризуется существенным распространением метаморфических пород. Собственно оз. Рэдок приурочено к региональному разлому, ограничивающему с запада грабен оз. Бивер. Оно характеризуется вытянутой вдоль упомянутого разлома формой, крутыми берегами и значительной глубиной (около 400 м). Разлом имеет сбросовую природу, с запада от него на дневную поверхность выходят метаморфические протерозойские породы Биверского комплекса, а с востока – отложения комплекса Эймери. Восточная граница грабена оз. Бивер проходит по аналогичному субпараллельному разлому. Сам грабен представляет собой крупную отрицательную структуру, сформированную двумя параллельными разломами, в которой сохранился останец пермо-триасового осадочного чехла. Некоторые исследователи склонны считать грабен оз. Бивер самостоятельной структурой, развившейся до образования мезозойской рифтовой системы ледников Ламберта и Эймери, а формирование отложений комплекса Эймери – следствием предрифтового погружения области в нынешних границах грабена. Однако многие факты противоречат этой точке зрения.

На южном берегу оз. Рэдок хорошо видны взаимоотношения пермских осадочных и докембрийских метаморфических пород, которые могли быть обусловлены только тектоническими факторами, т.е. осадочные слои, моноклинально падающие под углом 10°, примыкают к вздернутому блоку докембрийского фундамента. Там же залегают и два силла польценитов, возраст которых, определенный К-Аг методом, соответствует интервалу 130–110 млн лет. Силлы вовлечены в те же тектонические деформации, что и осадочные слои, следовательно, образование грабена озера Бивер произошло в период с конца мезозоя по наши дни. Не в пользу накопления осадков в пределах грабена говорит также и преимущественное направление поступления обломочного материала, определенное исходя из замеров элементов залегания косой слойчатости в песчаниках, и указывающее на снос в северо-восточном и восточном направлениях, тогда как грабен имеет субмеридиональное простирание.

в песчаниках, и указывающее на снос в северо-восточном и восточном направлениях, тогда как грабен имеет субмеридиональное простирание. Породы, слагающие комплекс Эймери, отражают континентальные обстановки осадконакопления. При этом среди них велика роль относительно крупнообломочных пород: крупнозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов. Водные потоки, переносящие такие частицы, должны характеризоваться активной гидродинамикой, а хорошая латеральная выдержанность, сформированных ими отложений в крест направления палеопотока, говорит об их значимых размерах. Даже без специальных подсчетов очевидно, что объем терригенного материала, перенесенного в период образования пород комплекса Эймери и лишь отчасти осевшего в районе ныне существующего грабена Бивер, был огромен. Таким образом, дельтовый комплекс, частью которого являются пермо-триасовые отложения, открывался в сторону крупного бассейна, располагавшегося в районе существующей ныне депрессии рифтовой системы ледников Ламберта и Эймери.

Немаловажное значение для понимания истории формирования отложений комплекса Эймери имеет и наличие в разрезе углей. Угольные



Схематическая карта региона гор Принс-Чарльз и расположение Биверского угленосного бассейна

пласты характеризуются хорошей латеральной выдержанностью, даже при небольших (первые дециметры) мощностях, при этом отдельные пласты могут достигать мощности 8 м. Большая часть углей относится к газовым (Г), иногда длиннопламенным (Д) или переходным от длиннопламенных к газовым (Д–Г). Показатель отражения витринита в масляной иммерсии (Ro) колеблется в изученных образцах от 0,62% до 0,79%.

Стадия катагенеза вмещающих угли пород определяется в основном как MK_2 , реже MK_1 или MK_{1-2} , что соответствует погружению пород на 2–4 км. Данные анализов «fission track» по апатиту, проведенных зарубежными исследователями, указывают на глубину погружения 3–4 км [3]. Учитывая то, что сейчас верхи разреза имеют позднетриасовый возраст, логично предположить существование на этой территории и юрско-меловых отложений значительной мощности, которые сохранились севернее в заливе Прюдс [3], а здесь были уничтожены во время позднемелового аплифта.

Формирование углей в осадочном бассейне в первую очередь связано с характером растительности. Основными компонентами фито-ориктоценозов являются растительные остатки, сохранившиеся как in situ, так и перемещенные. Среди них преобладают остатки корневых систем (Vertebraria sp.) и листьев глоссоптериевых, встречаются членистостебельные (Paracalamites sp.), а также окремненные древесные остатки, сходные с древесинами голосемянных. Корневые системы глоссоптериевых обычно in situ сохраняются в слоях непосредственно подстилающих угольные пласты, представленных здесь углистыми алевролитами и песчаниками (палеопочвы), но встречаются и в других слоях циклитов, как правило, тоже углисто-глинистых. Совместно с ними иногда встречаются членистостебельные. При этом, установлено, что инситные остатки Vertebraria sp. приурочены в основном к песчаным разностям, a Paracalamites sp., - к алевритовым. Остатки же листьев встречены лишь в перекрывающих угольные пласты слоях, иногда в ассоциации с остатками членистостебельных. В целом, все изученные особенности фито-ориктоценозов указывают на то, что основными углеобразующими растениями в Биверском угольном бассейне были глоссоптериевые.

Находки углистых пород и песчаников, сходных с биверскими отложениями, известны среди моренных отложений в других районах гор Принс-Чарльз, например, на массивах Мередит [1], Фишер и даже Раймил (около 250 км к югу), что дает возможность предполагать значительную площадь их распространения. Достаточно определенно структуру Биверского грабена и соответственно площадь угольного бассейна можно продлить на юг как минимум на 40 км до массива Мередит (всего 40х80 км). В этом случае общие ресурсы углей должны составить не менее 10 млрд тонн.

Литература

1. Лайба А.А., Гонжуров Н.А., Кудрявцев И.В. Геологическое строение массива Мередит (горы Принс-Чарльз) по результатам работ 49-й РАЭ // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктиде. СПб., 2006. С. 9–32.

2. *Равич Г.М.* Разрез пермских угленосных отложений района озера Бивер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Антарктика. Вып. 13. М.: Наука, 1974.

3. Holdgate G.R., McLoughlin S., Drinnan A.N. et al. Inorganic chemistry, petrography and palaeobotany of Permian coals in the Prince Charles Mountains, East Antarctica // Int. J. Coal Geol. 2005. V. 63. P. 156–177.

4. *McLoughlin S., Lindström S., Drinnan A.N.* Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic Sci. V. 9, № 3. 1997. P. 281–289.

5. *Mond A*. Permian sediments of the Beaver Lake area, Prince Charles Mountains // Antarctic geology and geophysics / R.J. Adie (ed.). Oslo: Universitetsforlaget, 1972. P. 585–589.

М.В. Лучицкая¹, С.Д. Соколов¹

Гранитоидный купольный магматизм Алярмаутского поднятия, Западная Чукотка

Основными тектоническими элементами Западной Чукотки являются Алазейско-Олойская, Южно-Анюйская и Анюйско-Чукотская складчатые системы, которые образовались в результате коллизии структур активной окраины Северо-Азиатского континента и Чукотского микроконтинента [1–3]. Южно-Анюйская складчатая система, разделяющая эти структуры, рассматривается как шовная зона, образовавшаяся в процессе закрытия океанического бассейна [4–6]. В результате коллизии континент–микроконтинент сформировался крупный ороген со структурами северной и южной вергентности, осложненными сдвиговыми деформациями [7, 8].

В пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы принято выделять несколько поднятий, в которых обнажаются наиболее древние отложения: кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента, который рассматривается как часть Гипербореи [9], Арктиды [2] или Чукотско-Аляскинской микроплиты [10]. Первоначально поднятия выделялись как горстообразные выступы, в которых вскрыты палеозойские отложения чехла докембрийского массива [9, 11]. Позднее они стали рассматриваться как гранитно-метаморфические купола [12–14].

На Восточной Чукотке были выделены купола Кооленьский, Нешкан и Сенявинский. Детальные структурно-геохронологические исследова-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ния позволили установить связь деформаций и метаморфизма, которые происходили в интервале 108–94 млн лет [13].

На Западной Чукотке к северу от г. Билибино расположено Алярмаутское поднятие, которое прослеживается с юга на север на протяжении более 120 км. Общее направление структуры дискордантно к преобладающим СЗ простираниям тектонических элементов. В пределах поднятия обнажаются РZ-Т отложения: 1) D_3-C_1 – кристаллические сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, кварциты, мраморы видимой мощностью около 700 м [11]; 1) C_1 – мраморизованные известняки, кварц-полевошпатовые метапесчаники, кварциты, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы. Последние являются метаморфизованными диабазами. В известняках найдены остатки кораллов, которые свидетельствуют о C_1 t-v возрасте отложений [11]. Триасовые отложения представлены терригенными породами с турбидитами, накапливавшимися на шельфе, континентальном склоне и подножие [15].

Метаморфизм проявлен в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Он рассматривался как регионально-контактовый с последовательной сменой гранат-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [12] или как первоначально региональный, затем контактовый (Г.М. Сосунов, 1956). Максимальная оценка температуры и давления составляет 660°С и 5 кбар. Эти условия приближаются к минимуму для выплавления гранитной эвтектики, что обусловило появление мигматитов.

Интенсивность деформаций палеозойских пород возрастает на границе с отложениями триаса [11]; отмечались чешуи РZ пород в нижнем течении р. Люпвеем, что позднее подтвердилось в западной части купола, где чешуи разделены несколькими горизонтами бластомилонитов [14]. В пределах Алярмаутского поднятия, которое рассматривается как

В пределах Алярмаутского поднятия, которое рассматривается как гранитно-метаморфический купол, изучены гранитоиды крупного Люпвеемского массива (центральная часть поднятия), Быстринского массива (юго-восточная часть), неболыших массивов Койвель и Келильвун. Раннемеловой возраст гранитоидов устанавливался по соотношению с эффузивами и К-Ar датировкам в интервале 123–100 млн лет [12, 16]. Недавно U-Pb методом (SHRIMP-RG) по цирконам были получены данные, укладывающиеся в интервал 117–112 млн лет [17]. Анализы ядер некоторых зерен из гранодиоритов Люпвеемского массива указывают на докембрийский возраст протолита (717, 1070,4 и 1581,5 млн лет) [17]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст синметаморфического биотита варьирует от 108 до 103 млн лет [17].

Интрузивные породы Алярмаутского поднятия представлены широким спектром пород: диоритами, Q диоритами, Q монцодиоритами, гранодиоритами, тоналитами, гранитами. Гранодиориты и граниты содержат включения с более мелкозернистой структурой и более меланократового состава, представленные монцонитами и кварцевыми монцонитами.

Содержания SiO₂ в породах Алярмаутского поднятия варьируют от 58,55 % в диоритах до 71,30 % в гранитах, во включениях – от 54,60 % в монцонитах до 61,89 % в кварцевых монцонитах. По соотношению SiO₂-K₂O+Na₂O среди них выделяются породы нормального и субщелочного ряда; K₂O-SiO₂ – высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Гранитоиды являются преимущественно метаглиноземистыми породами (ASI < 1,0).

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ пород среднего состава Алярмаутского поднятия характеризуются обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях спектра; слабо выражена отрицательная Eu-аномалия (La_N/Yb_N=8,42–15,69; Eu/Eu*=0,66–0,94). Для спектров РЗЭ гранодиоритов и гранитов характерны большее обогащение в легкой части и обеднение в тяжелой, а также более глубокая отрицательная Eu-аномалия (La_N/Yb_N=11,48–45,6; Eu/Eu*=0,47–0,81). Спектры РЗЭ монцонитов из включений в гранитах и гранодиоритах сходны с таковыми вмещающих пород. Спектры РЗЭ пород среднего состава и гранодиоритов хорошо сопоставляются с таковыми пород K₂ плутона Киглуаик, локализованного в ядерной части одноименного гнейсового купола п-ова Сьюард, Аляска [18], а также K₁₋₂ гранитоидов Чаунской складчатой зоны [19].

Спайдерграммы пород, слагающих Алярмаутское поднятие, а также пород включений характеризуются сходным типом распределения с обогащением крупноионными литофильными элементами и легкими РЗЭ, минимумами по Nb, Sr, P, Ti. Эти черты характерны для магматитов надсубдукционного генезиса.

На диаграмме F_1-F_2 [20], разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, точки составов гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов; на диаграмме Rb–Y+Nb – вдоль границы полей синколлизионных гранитов и гранитов вулканических дуг, но внутри поля постколлизионных гранитов [21].

Геохронологические и структурные данные указывают на тесную временную связь магматизма, метаморфизма и деформаций [17], сопровождавших формирование купольной структуры. Структурные данные также указывают на формирование купола двумя сопряженными региональными сдвигами. Сдвиговые деформации завершающего этапа коллизии [6, 8] могли вызвать локальные зоны растяжения. Интрузивные контакты изученных гранитоидных массивов с уже деформированными вмещающими отложениями свидетельствуют об их постколлизионном происхождении. Широкий петрографический спектр гранитоидов, наличие роговой обманки и биотита в кислых разностях, умеренная глиноземистость, соотношение K_2O и SiO₂, составы биотитов позволяют отнести их к высококалиевым гранитам I-типа.

Появление гранитов І-типа в постколлизионной обстановке связывают с коровым анатексисом под воздействием горячей астеносферной мантии вследствие деламинации нижних частей литосферы. При этом имеют место процессы механического смешения магм разного состава (mingling), ассимиляции, фракционной кристаллизации.

В тектоническом сценарии [6, 8] помимо доминирующего процесса погружения края Чукотского микроконтинента под структуры активной окраины Северо-Азиатского кратона, следует допускать отрыв слэба или деламинацию литосферной мантии, которые могли способствовать поступлению тепла, необходимого для выплавления гранитной магмы. Об этом может также свидетельствовать широкое проявление апт-альбского вулканизма, нередко локализованного в постколлизионных структурах растяжения.

Соотношения петрогенных окислов в гранитоидах показывают, что составы наиболее основных их разностей располагаются в полях расплавов, полученных при частичном плавлении амфиболитов, а составы гранодиоритов, гранитов – в области перекрытия полей расплавов, полученных при частичном плавлении метаграувакк и дацитов, тоналитов. На гетерогенность состава источника гранитоидов или разную степень контаминации магм древним коровым материалом указывают и Nd-Sr изотопные данные. Это выражается в значительном разбросе величин $\epsilon Nd(T)$ и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гранитоидах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 07-05-00255, 08-05-00547), ведущей научной школы НШ-3172.2008.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН 6.

Литература

1. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.

3. Соколов С.Д. Классификация и иерархия складчатых сооружений // М.В. Муратов – учёный и педагог. М.: ГЕОС, 2007. С. 71–100.

4. Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская шовная зона (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 1181–1185.

5. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.

6. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: facts and problems to solve. Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2002. V. 360. P. 209–224.

7. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 6. С. 24–37.

8. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. М.: Изд-во МГУ, 2004. 46 с.

9. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.

10. *Grantz A., Moore T.E., Roeske S.M.* Gulf of Alaska to Arctic Ocean: Geological Society of America Continental-Ocean Transect A-3. Scale 1:500 000. Menlo Park: California, 1991. 72 p.

11. Садовский А.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка / Ред. М.Л. Гельман. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 84 с.

12. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северовостоке России. Ст. 2: Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.

13. Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16, N_{2} 5. P. 713–729.

14. Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 78, вып. 3. С. 25–38.

15. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И. и др. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.

16. *Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н.* Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.

17. Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 214, № 4. С. 515–518.

18. Amato J.M., Wright J.E. Potassic mafic magtism in the Kigluaik gneiss dome, northern Alaska: a geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic setting // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B4. P. 8065–8084.

19. *Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В.* Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии. Ст. 1: Геология, петрография и геохимия // Вестн. МГУ. 2006. № 5. С. 13–20.

20. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.

21. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. № 4. P. 120–125.

Рельеф севера Баренцева моря и континентального склона Северного Ледовитого океана

В 2007 г., в Баренцевом море, между о-вом Северо-Западный и о-вом Белый архипелага Шпицберген, в субмеридиональном желобе Орла [1] и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана (район с координатами 78°–82° с.ш. и 30°–55° в.д.) был проведен 25-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» Геологического института РАН (начальник экспедиции – канд. геол.-минерал. наук А.В. Зайончек).

Во время экспедиции на НИС «Академик Николай Страхов» была установлена гидроакустическая система фирмы RESON. Она включает в себя программно-аппаратурный комплекс SeaBat 81, который объединяет: многолучевые эхолоты – SeaBat 8111 (мелководный) и SeaBat 8150 (глубоководный); GPS, сенсоры движения и гирокомпас, объединенные системой ОКТАNS; датчики скорости звука у антенн эхолота и в водной толще (SVP-70 и SVP-30, соответственно); программный пакет сбора и обработки данных PDS2000. Одновременно с работой гидроакустической системы проводилась съемка акустическим профилографом EdgeTech 3300 и комплексом оборудования для проведения непрерывного сейсмического профилирования разработки ГИН РАН.

Изученность (геологическая, геофизическая, геотермическая) района работ представляется весьма низкой. В акватории были проведены только редкие маршрутные исследования (например: [2]), а на островах изучены доступные разрезы на архипелагах Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. По данным карты IBCAO (www.ngdc.noaa.gov/mgg/ bathymetry/arctic/), трог (желоб) Орла огибает о-в Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген и на юге соединяется с желобом Эрик-Эриксен, а на севере «открывается» в сторону континентального склона.

Проведенные нами работы показали, что желоб Орла имеет сложную морфологию. На самом юге полигона он имеет асимметричное строение с более крутым западным бортом, глубины на поверхности которого составляют 60–80 м. Вдоль него проходит наиболее погруженная часть дна с глубинами 420–440 м, которая в отдельных впадинах увеличивается до 460–480 м. Ее ширина изменяется от 2 до 4–5 км. Таким образом, данные батиметрической съемки показали значения глубин, в отличие от карты IBCAO, в сторону увеличения.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

По данным НСП и профилографа, в акустическом фундаменте существуют полуграбены, ограниченные на западе сбросами с амплитудой порядка 200–250 м, которые выражены также и в современном рельефе.

порядка 200–250 м, которые выражены также и в современном рельефе. В районе 80°25 с.ш. желоб перегораживается порогом, где происходит его резкое сужение (до 400–500 м) и вдоль западного борта проходит канал, протяженность которого достигает 6 км. Здесь же возрастает расчлененность акустического фундамента, который превращается в систему горстов и грабенов, которая прослеживается до северной рамки полигона.

На севере полигона ширина трога Орла резко увеличивается (до 10 км). В отличие от более южных участков максимальные глубины дна (460– 480 м) располагаются около восточного борта. В плане общая конфигурация желоба имеет значительное сходство с речной долиной, в которой в главное русло впадает много притоков. Они разделены холмами или их группами, которые вытянуты вдоль простирания желоба. Глубины на их вершинах располагаются в диапазоне 180–200 м. Абсолютная высота может достигать 250 м. Для холмов характерны более крутые южные склоны, которые, как правило, шире северных, а в плане напоминают каплевидную форму. Все особенности строения дна полигона свидетельствуют о существовании сильных придонных течений, которые направлены в северном направлении и обеспечивают возникновение эрозионных форм рельефа.

Севернее полигона на 12–13 км, в районе 80°38' с.ш., желоб был отснят системой из 10 галсов. Здесь участки дна с наибольшими глубинами (460–490 м) тяготеют к восточному борту, наименьшие глубины которого составляют 180–200 м. При этом общие закономерности рельефа дна и акустического фундамента сходны с более южными районами.

Северная часть трога, вплоть до его выхода на шельф, была отснята системой редких галсов, которая показала, что он в районе 81°–81°15' с.ш. приобретает U-образный профиль с максимальными отметками глубин до 500–600 м. В акустическом фундаменте существует четко выраженный грабен. Севернее, на шельфе и континентальном склоне, желоб вырождается.

В области перехода от шельфа к котловине Нансена, севернее 81°30' с.ш., была сделана серия субпараллельных профилей, расположенных вкрест простирания бровки шельфа. Здесь на расстоянии порядка 35 км происходит резкое нарастание глубин от 200 до 2500 м и более. На континентальном склоне, особенно в западной части отснятого района, широко развиты крупные оползневые тела, которые развиты до глубины 2400–2500 м. На востоке преобладают крупные прямолинейные борозды.



Схема работ 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на севере Баренцева моря и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана

Таким образом, желоб Орла представляет собой современную зону растяжения со сложной морфологией дна и акустического фундамента. В ней существуют два течения, первое из которых (поверхностное) переносит воду Северного Ледовитого океана на юг, а второе – обломочный материал на север. На континентальном склоне Северного Ледовитого океана существуют крупные оползни

Работы проводились при финансовой поддержке программ Президиума РАН 14 и научной школы НШ-9664. 2006.5., а также Норвежского Нефтяного Директората.

Литература

1. *Дибнер В.Д.* Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра. 1978. 211 с. (М-во геол. СССР. Науч.-произв. объед. «Севморгео»: НИИГА; Тр. Т. 185).

2. *Kleiber H.P., Knies J., Niessen F.* The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: ice sheet extent and timing // Marine Geology. 2000. V. 168. P. 25–44.

Результаты переинтерпретации объединенных сейсмических данных по акватории моря Лаптевых

Шельф моря Лаптевых отличается сложным геологическим строением. В настоящее время в акватории отработано около 28 000 пог. км сейсмических профилей Настоящее сообщение посвящено результатам переинтерпретации обобщенных сейсмических данных, а именно: региональных сейсмических исследований, проведенных в акватории моря Лаптевых в 1989–1997 гг. и переобработанных специалистами СМНГ в 2006 г. в объеме 13 176 пог. км.; исследований с относительно регулярной сетью профилей 12×25 км², отработанных и обработанных специалистами МА-ГЭ в 2005–2007 гг. в объеме 3 022 пог. км. Перечисленные выше сейсмические исследования покрывают площадь в 288 000 км². Плотность сети профилей при этом составляет 0.056 пог. км/км². К материалам разных съемок, отработанных различными технико-методическими приемами, применялись индивидуальные параметры обработки. В результате был получен кондиционный материал, который позволил существенно уточнить сейсмогеологическую модель шельфа моря Лаптевых.

Волновое поле отражает сложное геологическое строение шельфа моря Лаптевых. Здесь на основании анализа динамических характеристик волнового поля выделены и прослежены по площади семь сейсмостратиграфических комплексов. Кровля и подошва этих комплексов ограничены отражающими горизонтами (ОГ) LS1–LS6, приуроченными к поверхностям несогласий. Границы последних определялись по поведению отражающих горизонтов в подстилающей и перекрывающей толщах. В кровельной части комплексов наблюдается залегания слоев по типу эрозионного срезания. В подошвенных частях угловые несогласия прослежены по схемам подошвенного налегания и подошвенного прилегания.

Проведенная нами корреляция ОГ в западной части шельфа в ряде моментов существенно отличается от корреляции предыдущих исследователей. Основные отличия заключаются в следующем:

 существенно ниже обособлена подошва осадочного чехла (кровля акустического фундамента);

 в западной части шельфа выделен дополнительный сейсмокомплекс (между ОГ LS1 и LS2), интерпретируемый как перикратонный комплекс пассивной окраины Сибирской платформы;

¹ ОАО «НК "Роснефть"», Москва, Россия

 по подошве синрифтового комплекса уточнено положение в разре-зе Усть-Ленско-Омолойской рифтовой системы; в результате выделен единый крупный депоцентр прогибания;

- временные толщины осадочного выполнения в депоцентре прогибания установлены на уровне 5,3 с.

По резкому прерыванию осей синфазности, наличию дифрагирован-ных волн, смене характера волновых полей выделены дизъюнктивные нарушения сбросового и сбросо-сдвигового характера северо-западного направления, охватывающие различные временные интервалы. В центральной части региона исследований прослежена долгоживущая разрывная зона, названная предыдущими исследователями разломом Лазарева. Последний разделяет бассейн на западную и восточную части, которые характеризуются различными толщинами осадочного чехла, ти-пами тектонических нарушений и историей развития. Западная часть была подвержена наиболее сложным тектоническим процессам и для

оыла подвержена наиболее сложным тектоническим процессам и для нее характерны сбросо-сдвиги, а для восточной, в основном, сбросы. В силу отсутствия в акватории данных глубокого бурения для по-строения глубинной модели нами использовались среднеквадратичные скорости (RMS), которые были получены в результате обработки сейс-мических данных производственными организациями ОАО «МАГЭ» и ОАО «СМНГ». Данные по скоростям были проанализированы и объе-динены в единый массив, который затем обрабатывался в программе Depth Team Express. В результате была впервые получена трехмерная скоростная модель региона.

На основе созданной скоростной модели были построены глубинные разрезы, структурные карты и карты толщин осадочных комплексов. Для прогнозирования литологического состава последних и их страти-фикации были рассчитаны интервальные скорости внутри сейсмокомплексов (рисунок).

На основании анализа распределения скоростей можно сделать вы-вод о преимущественном терригенном составе отложений. Увеличенные скорости в интервале LS1-LS2 (до 4,0–4,2 км/с) могут быть косвенным признаком наличия терригенно-карбонатных отложений в низах разреза осадочного чехла в западной части площади.

Таким образом, в результате переинтерпретации сейсмических данных: ✓ выделен и прослежен по площади акватории семь сейсмостратиграфических комплексов;

✓ создана глубинно-скоростная модель региона, получены сейсми-ческие разрезы в глубинном масштабе; построены структурные карты по шести отражающим горизонтам и карты толщин выделенных сейсмостратиграфических комплексов;



Распределение интервальных скоростей в разрезе осадочного чехла

✓ в западной части шельфа существенно увеличен объем и стратиграфический интервал осадочного чехла, выделен дополнительный (нижний) сейсмокомплекс, интерпретируемый как перикратонный комплекс пассивной окраины Сибирской платформы;

✓ вместо ряда относительно небольших грабенообразных прогибов выделен единый крупный депоцентр прогибания, связанный с Усть-Ленско-Омолойской рифтовой системой;

✓ на основании скоростного анализа разреза высказано мнение о терригенно-карбонатном составе нижнего комплекса осадочного чехла.

Н.А. Малышев¹, В.В. Обметко¹, А.А. Бородулин¹, Е.М. Баринова¹, Б.И. Ихсанов¹

Новые представления о строении и формировании осадочного чехла шельфа моря Лаптевых

Работа основана на обобщении значительного объема геологогеофизических данных, в том числе результатов переинтерпретации более 17 000 пог. км сейсмических профилей, отработанных МАГЭ, СМНГ

¹ ОАО «НК "Роснефть"», Москва, Россия

и BGR в 1989–2005 гг. На временных разрезах авторами прослежено шесть отражающих горизонтов (LS1–LS6), связанных, предположительно, с основными стратиграфическими несогласиями в осадочном чехле. Их стратификация выполнена на основе реконструкции истории развития региона с учетом данных по обнажениям и скважинам в обрамлении моря Лаптевых.

За кровлю акустического фундамента в западной части шельфа принята поверхность наиболее ярко проявившегося в регионе предпермского несогласия, зафиксированного в обнажениях и разрезах скважин на южном обрамлении акватории. Косвенным подтверждением предпермского возраста этого несогласия является резкий скачок интервальных скоростей на его границе от 4000–4200 м/с, характерных для терригенно-карбонатных пород до 4800–5600 м/с, более характерных для карбонатного разреза. Нижележащие рифейско-каменноугольные преимущественно карбонатные отложения с учетом предсеноманского аплифта и размыва были погружены на большие глубины, существенно преобразованы и в настоящее время входят в состав фундамента.

На Новосибирских островах, в Верхоянской складчатой системе и, по-видимому, в восточной части моря Лаптевых (за разломом Лазарева) доаптские породы входят в состав фундамента. Их формирование связывается с завершающим этапом верхоянской складчатости и закрытием Южно-Анюйского палеоокеана в начале раннего мела [1]. В восточной части шельфа нами предполагается апт-кайнозойский возраст осадочного чехла.

Отражающий горизонт (ОГ) LS2 связывается с предсеноманским перерывом и предрифтовым воздыманием региона. Выше ОГ LS3 на временных разрезах выделяются склоновые клиноформы, что знаменует собой раскрытие Евразийского бассейна. Судя по датировке магнитных аномалий, оно началось 58 млн лет назад [2]. Соответственно несогласие в подошве данного комплекса не может быть моложе этого возраста. В этой связи ОГ LS3 сопоставляется нами с региональным предпозднепалеоценовым перерывом, установленным в обнажениях и разрезах скважин на всем обрамлении моря Лаптевых.

Самый верхний ОГ LS6 внутри пострифтового комплекса приурочен к поверхности наиболее молодого по возрасту и ярко выраженного несогласия, уверенно сопоставляющегося с последней эоплейстоценовой регрессией моря. Соответственно, залегающие между предпозднепалеоценовым и эоплейстоценовым несогласиями отражающие горизонты, по аналогии с региональными перерывами, установленными на обрамлении моря Лаптевых, стратифицируются как раннеолигоценовое (LS4) и предсреднемиоценовое (LS5) поверхности несогласия. Согласно результатам проведенного тектонического анализа, в осадочном чехле выделяются три структурных этажа – нижний (перикратонный), средний (синрифтовый) и верхний (пострифтовый).

Перикратонный этаж развит в западной части шельфа. Он прослеживается между ОГ LS1 и LS2. Характер волновой картины позволяет относить его к комплексам осадочного чехла. Мы считаем, что это пасивно-окраинный комплекс, который развит по периферии Сибирского кратона и датируется пермско-раннемеловым возрастом. В западной части шельфа моря Лаптевых в структурном плане перикратонного осадочного комплекса выделяется Южно-Лаптевская впадина. В восточной части шельфа перикратонный комплекс отсутствует. Отложения пермскораннемелового возраста здесь входят в состав фундамента. В районе Новосибирских островов между горизонтами LS1 и LS2 выделяются апт-альбские осадочные породы. Они развиты в низах разреза узких грабенообразных прогибов.

Синрифтовый структурный этаж широко развит в пределах шельфа моря Лаптевых и прилегающей суши. В мел-кайнозойское время исследуемый регион был охвачен интенсивными процессами рифтогенеза, что связано, очевидно, с формированием Евразийского океанического бассейна. В западной части Лаптевоморского региона сформировалась Усть-Ленско-Омолойско-Момская рифтогенная система. В ее пределах с севера на юг происходило омоложение рифтогенных процессов. Время формирования Усть-Ленского рифта предположительно датируется поздним мелом – ранним миоценом (LS2–LS5). Омолойский рифт заложился позднее, в позднепалеоцен-раннемиоценовое время (LS3–LS5). Верхнемеловой комплекс (LS2–LS3) в его пределах не является синрифтовым. Южнее на суше расположен Момский рифт, основное время формирования которого датируется плиоценом [3]. По всей видимости, в позднемел-плиоценовое время происходила пропагация процессов растяжения в направлении с северо-запада на юго-восток в виде внутриконтинентального рифтинга.

Омоложение рифтогенных процессов наблюдается и в северо-восточном направлении. Основное время формирования Северо-Лаптевского рифта приходится на поздний палеоцен – ранний миоцен (LS3–LS5). Верхнемеловой комплекс (LS2–LS3) в выполнении рифтогенного прогиба здесь не участвует. Еще восточнее, в пределах Анисинского прогиба, основной этап растяжения начался позднее, в эоцене (LS3), и продолжается, по-видимому, в настоящее время, так как в выполнение рифтогенного прогиба вовлечен и верхний осадочный комплекс выше ОГ LS6 (плейстоцен–голоцен (?)). Таким образом, в западной части шельфа отмечается затухание риф-тогенных процессов в плиоцене в пределах Усть-Ленско-Омолойско-Момской системы прогибов, в то время как в восточных районах, по данным сейсморазведки и сгущению очагов землетрясений, процессы растяжения продолжаются в настоящее время. По всей видимости, вслед за смещением в восточном направлении оси спрединга происходит и миграция зон внутриконтинентального рифтинга. О вероятной миграции процессов рифтогенеза с запада на восток на шельфе моря Лаптевых указывали ранее также и другие исследователи [4].

Строение и генезис рифтогенных прогибов в юго-восточной части шельфа моря Лаптевых отличаются от таковых в западной и северовосточной областях. Здесь развиты неглубокие грабены, наложенные на пенепленизированное основание. Их генезис связан, вероятно, с посторогенным растяжением (коллапсом орогена), проявившемся в этой части региона после закрытия Анюйского палеоокеана и формирования Верхорегиона после закрытия Анюйского палеоокеана и формирования Верхо-янской складчатой системы. Время формирования Бельковского и Свято-носского грабенов – апт-олигоцен (LS1–LS4). Большая часть разреза здесь представлена нижнемеловыми апт-альбскими породами (LS1–LS2). Основное время формирования Южно-Анисинского полуграбена прихо-дится на ранний мел – олигоцен (LS1–LS4), но в отличие от Бельковского грабена здесь гораздо менее выражена нижнемеловая часть разреза. *Пострифтовый* структурный этаж плащеобразно перекрывает ниже-лежащие комплексы разреза. В его пределах практически повсеместно

происходят выполаживание структурного плана и затухание основных разрывных нарушений.

Таким образом, западная и восточная области шельфа моря Лаптевых существенно различаются по геологическому строению. Граница между ними проходит по разлому (точнее зоне разломов) Лазарева. Последний контролирует в западной части значительное возрастание стратиграфического диапазона разреза и в целом толщин осадочного чехла (до 15,5 км), а также смену генезиса и типов структур. Различия в строении за-падной и восточной частей шельфа моря Лаптевых прослеживаются и по магнитометрическим данным. К востоку от разлома Лазарева прева-лируют отрицательные аномалии, а в западной части – положительные. Эти различия магнитного поля связаны, по-видимому, с особенностями строения земной коры. Разлом Лазарева, по нашим представлениям, является правосторонним сдвигом трансформного характера. По нему, ве-роятно, происходило перемещение Восточно-Лаптевского блока в про-цессе раскрытия Канадского бассейна и закрытия Южно-Анюйского палеоокеана. В доюрский период этот блок находился предположительно в районе Северного Таймыра и архипелага островов Северная Земля.
В северной части шельфа моря Лаптевых по магнитометрическим данным прослеживается Хатангско-Ломоносовская трансформная зона. Она отмечается также и на временных разрезах и интерпретируется как правосторонний сдвиг. Эта трансформная зона относительно молодая. Время ее заложения – палеоцен–эоцен. Формирование трансформной зоны связано с раскрытием Евразийского бассейна.

Сочетание вышеописанных сдвиговых процессов с движениями растяжения привело к формированию в осадочном чехле характерных структур транстенсии. Они широко развиты в западной части шельфа моря Лаптевых и прослеживаются в виде протяженных валообразных зон. Это типичные присдвиговые структуры растяжения с характерным морфологическим обликом, выраженным в виде повернутых наклонных блоков, погруженных от крыльев к оси антиклинали. Они разделены узкими жесткими блоками, ограниченными разнонаправленными в разрезе разломами.

На основании переинтерпретации сейсмического материала и последующего структурного анализа нами было проведено тектоническое районирование шельфа моря Лаптевых по основным отражающим горизонтам чехла. В целом в пределах шельфа выделяются две надпорядковые структуры: Западно-Лаптевская синеклиза и Восточно-Лаптевская антеклиза. В пределах Западно-Лаптевской синеклизы обособляются структуры первого порядка: по подошве осадочного чехла – Южно-Лаптевская и Северо-Лаптевская впадины, Центрально-Лаптевский выступ; в пределах синрифтого комплекса – Западно-Лаптевский выступ, Усть-Ленско-Омолойский прогиб и Северо-Лаптевская впадина.

Основные потенциально нефтегазоперспективные поднятия выявлены преимущественно в пределах Центрально-Лаптевского и Западно-Лаптевского выступов, где картируются структуры меньшего ранга. Двух- и трехмерное моделирование формирования УВ-систем с использованием современного пакета программ Temis 2D и 3D позволило оценить возможные масштабы аккумуляции углеводородов в пределах разноранговых структур и провести их ранжирование по степени перспективности.

Литература

1. Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова: Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.

2. Верба М.Л. История спрединга в Северном Ледовитом океане // Геологогеофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 29–45. 3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

4. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Brunil E. Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.

В.А. Маслов¹

Геодинамическая природа протерозойского магматизма центральных гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) на основе петрогеохимического изучения массива Шо

Массив Шо, исследованный в ходе 50-й Российской Антарктической экспедиции, расположен в 360 км к югу от побережья залива Прюдс и представляет собой плосковершинный горный массив, протягивающийся на 15 км с запада на восток. Он расположен в пределах докембрийской Восточно-Антарктической платформы, в краевой южной части протерозойского Вегенер-Моусоновского подвижного пояса. На данном этапе изучения породы метаморфической толщи, распространенные на территории от массива Шо до горы Джонс (объекты, практически не изучавшиеся прежде), отнесены к мезопротерозойскому Ламбертскому структурно-вещественному комплексу [1], который, являясь переходной областью между собственно подвижным поясом (Биверский метаморфический комплекс) и архейской Рукерской гранит-зеленокаменной областью, состоит преимущественно из высокометаморфизованных пород (от высокой ступени амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма), образовавшихся в мезо-неопротерозойское время (1200-950 млн лет назад) [13].

Последние научные результаты, полученные автором с коллегами [3], показали, что минеральный и вещественный состав пород массива Шо имеет значимое формационное сходство с породами, слагающими Фишерский комплекс. В состав протерозойского метаморфического комплекса входят две основные разновидности (от молодых к древним):

– лейкократовые биотитовые (±амфибол), гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, мигматиты, далее по тексту – Ламбертские гнейсы;

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

– меланократовые амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы (переходные разности амфибол-биотитовых кристаллических сланцев и амфиболитов, встречаемые реже), далее по тексту – меланогнейсы Шо. Также в подчиненном количестве присутствуют ксеногенные тела палеопротерозойских (?) парагнейсов Изабель.

Массив Шо представляет собой сложноскладчатый, структурно-вещественный комплекс, главной особенностью которого является крупная изоклинальная структура (рис. 1). В большинстве случаев породы мигматизированы, иногда значительно, вплоть до формирования послойных, ветвистых и птигматитовых мигматитов. Метаморфиты массива Шо прорваны породами метаинтрузивного и жильного комплекса, включающего 8 групп. В его состав входят мезо-неопротерозойские, пластовые и секущие тела метабазитов (амфиболиты, амфиболовые (± Px) кристаллические сланцы и метагабброиды) и метаультрамафитов (метаперидотиты, метапироксениты), биотитовые (± Ms, Grt) пегматиты, кварцевые (± Grt) жилы, палеозойские аплиты и жильные гидротермальные метасоматиты.

Метаморфические процессы в районе горного массива Шо эволюционировали следующим образом (от ранних к поздним): гранулитовая среднетемпературная фация (M_1) \rightarrow амфиболитовая фация (M_2) \rightarrow низкотемпературная зеленосланцевая фация (M_3). Полученные U-Pb изотопные датировки циркона (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) фиксируют два основных геологических события: 1100–900 и 550–450 млн лет назад, которые соответствуют Рейнерскому и Панафриканскому тектонотермальным событиям [3]. Время внедрения протолитов Ламбертских ортогнейсов (?) – 1081 ± 18 млн лет назад. Внедрение аплитовых жил соответствует рубежу 457 ± 8 млн.

Метаморфическая эволюция кристаллических пород массива Шо подобна другим районам Ламбертского комплекса, однако общий минералогический и вещественный состав пород массива значительно смещен в сторону основных и средних пород по сравнению с эталонным геологическим разрезом на уступе Моусон или массиве Клеменс (Ламбертский комплекс). Более 40 % пород массива относятся к метаморфизованным (или метаморфическим) ультраосновным, основным и средним породам. На петрохимической диаграмме [14] для разделения орто- и парагнейсов около 60 % точек проанализированных образцов средних и кислых метаморфитов располагаются в поле магматических пород (в первую очередь, это меланогнейсы Шо – амфибол-биотитовые, гранатбиотитовые плагиогнейсы), что в определенной мере указывает на их первично-магматическую природу. Все породы массива Шо (от ультраосновных до кислых) на петрохимических диаграммах главных породообразующих компонентов (Al₂O₃, FeO, CaO, MgO – SiO₂) образуют еди-



Рис. 1. Геологическое строение массива Шо (Восточная Антарктида)

ный тренд со средней и высокой корреляцией – закономерное уменьшение содержаний с ростом кремнеземистости пород. Скорее всего, это свидетельство общей генетической природы и эволюции вещества массива Шо. На диаграмме «сумма щелочей – SiO₂» горные породы массива по степени щелочности относятся к нормальному и субщелочному ряду. На диаграмме AFM [12] основные породы массива Шо (метабазиты, меланогнейсы и мафические кристаллосланцы) большей частью располагаются в поле толеитовой серии, средние (плагиогнейсы) и кислые (Ламбертские гнейсы) – в поле известково-щелочной серии. Точки кислых пород располагаются в виде линейно вытянутого поля вдоль стороны треугольника – «FeO – сумма щелочей».

Методом ICP-MS, были получены данные полного спектра РЗЭ главных разновидностей пород массива Шо (рис. 2). На диаграмме нормированных (к примитивной мантии, хондриту, N-MORB [15]) содержаний четко отмечаются низкие концентрации тяжелых РЗЭ для всех разновидностей пород. Заметное сходство спектров свидетельствует о едином источнике формирования пород, а их вариации и различия, вероятно, связаны с контаминацией базитовых расплавов коровым веществом. Относительно повышенные концентрации легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ свидетельствуют о том, что магматический расплав, из которого кристаллизовались породы, генерировался из неистощенного мантийного источника. Спектры метагаббро и амфиболита имеют сход-ное распределение (на участках La-Sm, Gd-Tm тренды субпараллельны), как и пара: биотит-микроклиновый гнейс – биотитовый гнейс, что указывает на их значительное геохимическое родство. На трендах амфибо-лита (50326-2а) и метагаббро (50319-2), отмечается субмантийное «плоское» распределение РЗЭ и весьма близкое к обогащенным океаническим базальтам (E-MORB), что говорит о значительном геохимиче-ском сходстве этих пород с мантийным веществом. Наличие отрицательных аномалий Се и Еu спектров распределения РЗЭ Ламбертских гнейсов связывается с метасоматозом (для Се) и с фракционированием плагиоклаза (для Eu) [7]. Весьма низкие концентрации тяжелых РЗЭ в Ламбертских гнейсах могут также интерпретироваться как перераспределение элементов вследствие метаморфических процессов, в частности гранитизации [5, 6]. На диаграммах редких элементов основных и средних ортопород массива Шо отмечается четкий наклон трендов вниз (слева направо) с обогащением крупноионными литофильными элемен-тами (LILE – Ba, K, Sr), а также Th, U и относительно LILE пониженными концентрациями высокозарядных элементов (HFSE – Nb, Zr, Y, особенно Ті). Однако средние содержания Nb и Ті для основных, средних и кислых пород составляют – 11,94, 15,61, 14,85 ppm и 7968, 5078, 2418 ppm,



Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ (А) и редких элементов (Б) пород массива Шо, нормированные к примитивной мантии (по:. [15]).

Основные породы – метагаббро (50319-2), амфиболит (50326-2а); кислые Ламбертские гнейсы – биотит-микроклиновый гнейс (50328-2), биотитовый гнейс (50326-2); аплит (50322-2)

41

соответственно. Минимальные содержания Nb, Ti отмечены в Ламбертских гнейсах – 0,45–0,5, 120–126 ppm.

Обсуждение. Породы группы меланократовых гнейсов, метатабази-тов и метультрамафитов исходно относятся к единой серии многофазных интрузий длительного и сложного развития. Рассматриваемая ассоциация пород, скорее всего, представляет собой вулканогенно-плутонический комплекс, главной составляющей которого являются абиссальные и гипабиссальные породы различного генезиса (штоки, дайки, силы, покровы), по составу отвечающие магматическим породам субщелочного и нормального ряда от перидотитов, базальтоидов, габброидов и до-леритов до андезитов и диоритов. Базитовые тела начальных фаз магматического цикла могли окончательно потерять признаки интрузивного генезиса, в результате двух последовательных этапов метаморфизма (М1 и M₂), проявленных в регионе. Андезиты и диориты в дальнейшем сформировали пласты плагиогнейсов. Вероятно, на заключительном этапе магматизма происходило внедрение кислых интрузивов (протолитов ламмагияма происходного впедрение кнелых интрузивов (протолитов лам-бертских гнейсов). Соответственно, на массиве Шо выделяются: вулкани-ческая базальт-андезит-риолитовая, плутоногенная перидотит-габбро-диоритовая и диорит-плагиогранитная ассоциации. На основе полученных данных предполагается, что значительное добавление мантийного вещества могло происходить в условиях континентального рифтогенеза, сопровождавшегося ультрабазит-базитовым, толеитовым магматизмом, при поднятии мантийного плюма с последующим перерождением в структуру, близкую рифтам океанического типа (зону спрединга) [11], что может объясняться близостью геохимических характеристик РЗЭ что может объясняться олизостью теохимических характеристик 155 метабазитов к E-MORB. Степень процессов горизонтального растяже-ния на океанической коре, возможно, была незначительной; для полной оценки условий раскрытия рифта не имеется достаточных данных. Маг-матизм эволюционировал от толеитового к позднему известковощелочному типу. Предполагается, что позднее, путем инверсии, рифтовая структура могла подвергнуться значительному горизонтальному сжатию [4], сопровождавшемуся магматизмом пород известково-щелочной серии и формированием узких внутриплатформенных складчатых зон. Такие циклы могли быть многократными. Территориально массив Зон. Такие циклы могли оыть многократными. Герриториально массив Шо входит в крупнейшую мезозойскую рифтовую область ледника Ламберта–Эймери. Сравнительный анализ с геодинамическими обста-новками протерозойских структур Антарктиды и мира [5–9, 13] допус-кает возможность формирования вулканогенно-плутонического ком-плекса массива Шо в рифтогенных условиях с последующим перерождением в структуру коллизионных обстановок.

Автор благодарит ФГУНПП ПМГРЭ (г. Ломоносов) за предоставленные аналитические данные.

Литература

1. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / Ред. В.Л. Иванова, Е.Н. Каменева. М.: Недра, 1990. 232 с.

2. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы, рифтогенез и процессы магматизма и метаморфизма. М., 1991. С. 218–224.

3. Маслов В.А., Воробьев Д.М., Беляцкий Б.В. Геологическое строение и эволюция массива Шо, горы Принц-Чарльз (Восточная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 137–153.

4. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

5. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов Н.М. и др. Ранний докембрий северовостока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 503).

6. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.

7. Смолькин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5–1.7 млрд лет) палеорифтогенной системы, северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 394–411.

8. Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В. и др. Геохимические неоднородности толеитового магматизма рифтовых зон, обрамляющих Антарктику // Геохимия. 2003. №8.

9. Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса (К 90-летию профессора А.А. Богданова): Труды лаборатории складчатых поясов / Ред. Е.Е. Милановский и А.Б. Веймарн. М.: Изд-во МГУ, 1998.

10. Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В. Рундквист. М., 2000.

11. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005. 559 с.

12. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. 1971.

13. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W. et al. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO. 2001. Bull. 247.

14. Shaw D. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. P. 18–35.

15. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process. 1989.

Формирование океанической коры в районе Тройного сочленения Буве

Результаты петрологического и геохимического изучения магматизма спрединговых хребтов района тройного сочленения Буве (ТСБ) выявило широкую гетерогенность формирующихся расплавов [1–3]. Новейшие исследования по изучению составов ликвидусных оливинов из базальтов хребта Шписс (западное окончание Юго-Западно Индийского хребта (ЮЗИХ)) позволили уточнить источник обогащения изливающихся лав.

Фенокристаллы оливинов (более 250 зерен) из исследуемых базальтов района тройного сочленения Буве отличаются широким диапазоном по форстеритовой составляющей (от 74 до 90), отражая тем самым проходившую в системе фракционную кристаллизацию. В базальтах сегмента Буве преобладающие составы оливина приурочены к содержанию Fo₈₉₋₉₀ и Fo₈₄₋₈₅. Для сегмента ЮЗИХ напротив о-ва Буве встречены и более железистые разновидности оливина – Fo₇₇. Оливин с наибольшим значением параметра Fo₉₀ зафиксирован для хребта Шписс.

В пределах каждого образца для оливинов наблюдаются большие диапазоны содержаний Са, Ni, Cr. Например, для одного образца (Fo₈₆), значения NiO колеблятся от 0,1 до 0,3 вес.%, что нетипично для оливинов океанических базальтов [4]. Исходя из полученных данных по содержанию Ni, Mn в оливинах, можно говорить о значительном генетическом разнообразии фенокристов оливина в породах, что, в свою очередь, указывает на широкое разнообразие первичных расплавов, участвовавших в образовании пород. Для оливинов характерны повышенные содержания Ni и более низкие Mn по сравнению с типичными толеитами [4], достигающие для Fo ₈₈ 0,25 и 0,12 %, соответственно.

По модели, предложенной в работе [4], богатые кремнием расплавы, образовавшиеся при плавлении эклогита, реагируют с перидотитом, превращая его в безоливиновый пироксенит. В свою очередь, расплавы, полученные из такого безоливинового пироксенита, более обогащены Si, Ni и обеднены Mg, Ca, Mn по сравнению с расплавами, полученными из перидотитового аналога. Оливин, кристаллизующийся из подобных

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

² Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

расплавов, необычно обогащен Ni и обеднен Mn и Ca. Параметры Mn/Fe, Ni/(Mg/Fe) и Ca/Fe слабо зависят от фракционирования оливина, поэтому могут служить диагностическим инструментом в вопросе определения состава первичного расплава [4]. На рисунке видно, что оливины изучаемых пород образуют тренд между полями составов оливинов, образованных из пироксенитового и перидотитового источников.

Оцененное по методу [4] количество пироксенитовой составляющей, участвующей в образовании первичных расплавов, могло меняться от 0 до 90 % для одного образца базальтов ТСБ. Наименьшие значения (0–10 %) вклада пироксенитовой составляющей были отмечены для образцов, драгированных на станции S18-63 в долине САХ. Наибольший диапазон от 0 до 90 % получен для станции G96-10, находящейся на западном склоне молодого хребта Шписс.

Подтверждением существенного вклада пироксенитовой составляющей в образование первичных расплавов района ТСБ также могут служить установленные высокие значения отношения (Gd/Yb)_N, отражающие присутствие первичного граната в расплаве.

Полученные данные могут свидетельствовать об участии в процессе выплавления первичных расплавов района ТСБ рецикличного компонента, который может присутствовать в поднимающейся мантии как субдуцированный вещество (в виде эклогита с отдельными фазами SiO₂) либо как фрагменты древней континентальной литосферы, вовлеченные в плавление при перескоке осей спрединга [4].

Образование обогащенных толеитов с вовлечением в процесс плавления континентальтой литосферы может свидетельствовать о присутствии континентальных блоков, различного размера в пределах западного окончания ЮЗИХ. Их нахождение может быть напрямую связано с общей геодинамикой Южного океана. Сложная эволюция литосферы Южной Атлантики, запечатленная в разнонаправленности и нарушении последовательности линейных магнитных аномалий, существовании следов трансформных разломов различного простирания и наличии большого количества подводных асейсмичных плато и хребтов, предполагает существование нескольких спрединговых систем с отмиранием одних и развитием других спрединговых хребтов, формирующихся в результате перескока оси и пропагейтинга рифтовой трещины.

Начальный этап раскрытия Южной Атлантики произошел около 130 млн. лет назад. С этого времени отмечается формирование океанической коры между Антарктидой и Восточной Африкой на зарождающемся ЮЗИХ и самая ранняя генерация океанической коры к северу от Фолклендского плато между Южной Африкой и Южной Америкой на молодом формирующиеся южном отрезке Срединно-Атлантического хребта



Изменение характеристических отношений в оливинах района тройного сочленения Буве в зависимости от их магнезиальности.

а – Ni/Co отношение относительно форстеритовой составляющей. Граница, соответствующая Ni/Co ~20±1, маркирует оценочную величину для валового состава Земли (BSE), ядра и хондритов [4]. Стрелками показаны тренды составов оливина, отвечающих мантийному плавлению (melting) и кристаллизации магмы (crust). б – Параметр Ni/(Mg/Fe)/1000 относительно показателя 100Mn/Fe. Эллипсами очерчены поля, соответствующие составам оливинов из пироксенитового и перидотитового источников [4]

(ЮСАХ), продвигающимся, по всей видимости, в северном направлении [5]. Около 119–124 млн лет назад произошло образование замкнутой системы границ трех плит (АНТ, АФР и ЮАМ) и формирование первого тройного соединения Буве 1, расположенного вблизи юго-восточной оконечности Фолклендского плато и восточнее плато Агульяс. Само Фолклендское плато, сложенное мощной континентальной литосферой, служило структурным барьером для распространения формирующихся спрединговых зон, в результате чего была сформирована крупная Агульяс-Фолклендская трансформная система со смещением около 1300 км, которая с севера и с юга ограничивала Фолклендское плато.

Около 93–105 млн лет назад произошли перестройка в относительном движении плит и изменение геометрии их границ в то время, что привело к TC Буве 2. Положение границ плит в Южной Атлантике на время 80 млн лет к юго-западу от плато Агульяс обнаруживает их резкий изгиб, связанный с TC Буве 2 и предполагает значительное изменение в относительном движении плит, приведшее к новой реорганизации их границ, сопровождаемой перескоком, проградацией и реградацией соответствующих осей спрединга и формированием современной геометрии тройного соединения Буве 3 [5].

И, наконец, крупнейшая перестройка, произошла в Южном океане около 30 млн лет назад. Она связана, в первую очередь, с отделением

южной оконечности Южной Америки от Антарктического полуострова и с формированием новой границы плит (Американо-Антарктический хребет), соединяющей плиту Скотия с современным ТС Буве [5].

Все перечисленные крупнейшие события в образовании ТСБ приводили к тому, что спрединговые зоны развивались по ранее сформированной океанической коре, формирование которой, в свою очередь, могло иметь характерные для данного времени специфические особенности. На ранних этапах формирования ТС Буве 1, когда столкновение астеносферного потока с континентальным «барьером» Фолклендского плато привело к гигантскому смещению рифтовой оси вдоль Агульяс-Фолклендской трансформной системы, в пределах спрединговой зоны могли оставаться блоки древней континентальной литосферы, плавление которой могло привести к появлению обогащенных расплавов с континентальными геохимическими метками.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 05-06-64651.

Литература

1. Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. и др. Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 91–109. (Труды ГИН РАН; Вып. 511).

2. Сущевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А. и др. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африка-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 3. С. 221–250.

3. Le Roux P.J., Le Roex A.P., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 203. P. 479–498.

4. Sobolev Alexander V., Albrecht W. Hofmann, Kuzmin Dmitry V. et al. The Amount of Recycled Crust in sources of Mantle-Derived Melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.

5. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 5. С. 423–435.

О соотношениях будинажа, меланжа и рассланцевания в беломорском комплексе Балтийского щита

В архейском хетоламбинском бинарном структурно-вещественном комплексе в районе с. Гридино Беломорской зоны, представленном гнейсами и амфиболитами, наблюдается интенсивное тектоническое течение тектонический поток, распадающийся на отдельные струи, разделенные вязкими разрывами. В струях участки меланжирования амфиболитов, вероятно, архейских габбро, на интервалах 10-15 м сменяются гнейсами тонкополосчатым чередованием мелано- и лейкократовых прослоев. Первые, вероятно, апобазитовые прослои, вторые, мигматитовые, – результат архейской субдукции. В архейском комплексе выделяются две структурные единицы: нижняя – крутозалегающие разноориентированные породы, верхняя, сложенная теми же породами, характеризуется субгоризонтальным залеганием. Будинированию подвергаются дайки и силлы протерозойских габбро-норитов и габбро, при реомобилизации архейского субстрата. Намечается по мере нарастания деформации смена процессов будинирование → меланжирование → рассланцевание. Приняв определенные ограничения, проведен расчетно-графический эксперимент, свидетельствующий о возможности такого процесса. Решение проблемы требует дальнейших трудоемких и дорогих исследований.

Связь всех трех тектонических процессов хорошо прослеживается на примере хетоламбинского бинарного структурно-вещественного комплекса архейской Беломорской зоны в районе структурно-петрологического полигона с. Гридино. Ранее эти образования рассматривались как стратифицированные, позднее стратификацию беломорской серии подвергли пересмотру [1, 2, 5, 6 и др.]. Нами принята схема субдукции архейской базитовой коры под Карельский блок с насыщением ее гранитоидами (мигматитами).

В структурном отношении в районе Гридино наблюдаются в разной степени деформированные амфиболиты и гнейсы. «Гнейсы» – тонко полосчатое (1–3 мм) чередование меланократовых (апобазитовых) и лейкократовых (мигматитовых?) слойков – рассланцованные породы. В меланжированных образованиях кластолиты представлены амфиболитами (вероятно, по архейским дайкам метабазитов), а матрикс – мигматитами или гнейсами. В отдельных струях потока, разделенных вязкими разры-

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

вами, меланж сменяется гнейсами на интервалах 10–15 м. Будинаж проявлен в разобщении даек палеопротерозойских габбро-норитов и габбро.

Очевидно, что при деформации амфиболиты и палеопротерозойские дайки характеризовались большей вязкостью, чем матрикс – гнейсы и мигматиты.

Здесь выделяются две структурные единицы. Нижняя – разноориентированные крутозалегающие все эти образования и верхняя – пологозалегающие тонкополосчатые образования («гнейсы») с будинированными телами габбро-норитов и габбро. Не вызывает сомнения, что все эти образования являются разновременными, но одновременно очевидно, что в деформационном плане они образуют единый ряд, последовательно сменяющих процессов: будинирование — меланжирование — рассланцевание. Установление реальности этой эволюционной структурной последовательности – задача будущего, требующая трудоемких и дорогих исследований.

Для иллюстрации этой схемы произведен расчет и построены блок диаграммы (рисунок) изменения соотношений между относительно маловязким матриксом и вязкими прослоями в зависимости от степени деформации (таблица, результаты округлены).

При этом были приняты следующие ограничительные условия:

1. Деформация происходит в условиях текучести и несжимаемости материала – $(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_2)(1+\varepsilon_3) = 1$.

2. Исходные размеры будины имеют соотношения – a:b:c = 20:10:5.

3. Деформация происходит в условиях однонаправленного тектонического потока по оси A ($+\varepsilon_1$) с поперечным расширением по оси B ($+\varepsilon_2$) до 0,12, что обеспечивает возможность поворота будин в плоскости тела на 90°, и сокращения мощности.

4. Размеры исходного рассматриваемого объема и будин постоянны.

5. Вязкость будинированного тела принята за 1.1, а матрикса – 1, что приблизительно соответствует соотношениям текучести амфиболитов и гранито-гнейсов Кольской ГС [8]. При формировании мигматитов это соотношение резко увеличивается.

Ранее нами было показано, что деформационная линейность ориентирована по растяжению и направлению тектонического транспорта [6 и др.], а будинаж развивается в 2 этапа [7 и др.]. Первый этап (B₁) – разделение вязкого тела на будины при ориентировке оси будины *b* по оси А (σ_1), а оси *a* – по оси В (σ_2). На 2 этапе, при дальнейшем развитии деформации, достигаются условия поворота будин (B₂^a) Далее деформируются сами будины (B₃), приобретая эллипсоидальную форму. Этап меланжирования (М), когда будины и матрикс существенно уплощаются – агматиты, по Н.Г. Судовикову [7 и др.]. Завершается процесс при усилении деформации превращением в рассланцованный комплекс (S).

_	_	_	_		_	_	_	_	_	_
Будина	a = 20 $b = 10$ $c = 5$	$V_{b} = 1000$	-E ₃	0	0	0	0	-0,1	-0,6	-0,7
			ε2	0	0	0	0	0,05	0,12	0
			ε ₁	0	0	0	0	0,05	1,25	2,3
			c	5	5	5	5	4,5	2	1,5
			$\mathbf{P}_{\mathbf{B}}$	0	0,6	5	12,5	12	11,3	11,3
			q	10	10	10	10	10,5	11,2	11,3
			$\mathbf{P}_{\mathbf{A}}$	0	0,5	12,5	2,5	7,5	5	34
			а	20	20	20	20	21	45	99
Матрикс	A = B = C = 40	$V_0 = 64\ 000$	- E ₃	0	-0,1	-0,6	-0,6	-0,65	-0,8	-0,9
			ε2	0	0,05	0,12	0,12	0	0	0
			ε ₁	0	0,05	1,25	1,25	1,86	4,0	0'6
			С	40	36	16	16	14	8	4
			В	40	42	45	45	45	45	45
			V	40	42	90	06	114	200	400
;	Лндекс этапа			0	${\rm B_1}$	${ m B_2}^{ m a}$	${ m B}_2^{ m b}$	B_3	Μ	S

,	~
1	~
ŝ	$\hat{}$
1	1
(2
	こ
	~
	Ë
	9
	Z
	9
	2
	ਤਿ
	Σ
	~
	2
	õ
	¥
	£1
	ŝ
	-
	õ
	Ĕ
	Ċ
	-
	-
	≥.
	P.
	È
	af
	Ÿ.
	8
	ō
	Ħ
	2
	0
	\circ
	O
	Σ
	Q
,	Ë.
ſ	2
	-
	В
	И
	И
	Ħ
	Гa
	£.
	è
	8
	ğ
	P.
	н
	Ð
	Z
	F
	B1
	31
	Ъ,
4	1

0 – исходное состояние; этапы деформации: В₁ – начальный будинаж, В^{2^a} – достижение условий для поворота будин в плоскости S – рассланцевание; А, В, С – оси пространственных и структурных координат; А ≥ B ≥ C – размеры рассматриваемого объема в слоистости (сланцеватости), B₂^b – положение после поворота будин на 90⁰, B₃ – этап деформации будин, М – меланжирование, мационная минеральная линейность; ε_1 – максимальное удлинение в направлении максимального растяжения – σ_1 – направление условных единицах по A, B, C; a > b > c – размеры будины в тех же единицах; объемы: V₀ – исходный, V_b – будины; L – дефортектонического течения; ϵ_2 – минимальное удлинение в направлении среднего напряжения – σ_2 ; ϵ_3 – максимальное сокращение – $\sigma_3; P_{
m A}$ – межбудинный интервал по оси A; $P_{
m B}$ – межбудинный интервал по оси B. Произведенный расчет подтверждает предложенную схему эволюции даже при незначительном первоначальном насыщении матрикса вязкими телами, а при большем количестве вязких прослоев картина только усиливается.

Литература

1. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС. 2006. 332 с.

2. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломоро-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46–68.

3. *Милеев В.С.* Линейность и растяжение в складчатой структуре // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192. № 4. С. 869–872.

4. *Милеев В.С.* Нахождение по будинажу тензора главных деформаций // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 4. С. 920–923.

5. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И*. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

6. *Минц М.В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39–56.

7. *Судовиков Н.Г.* Мигматиты, их генезис и методика изучения // Тр. лаб. геол. докембрия. Вып. 5. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 97–174.

8. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметров. М., 1988. 255 с.

Е.В. Михальский¹

Докембрий Восточной Антарктиды: главные рубежи тектогенеза и геодинамические режимы становления земной коры

Восточная Антарктида состоит из сравнительно некрупных ядер позднеархейской стабилизации (кратоны) и обширной области протерозойского тектогенеза (рис. 1). Периоды тектономагматической активности отдельными импульсами охватывают практически всю продолжительность протерозоя. Географически наиболее широко распространены

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия, e-mail: emikhalsky@vniio.nw.ru



Рис. 1. Схема тектониче-ского строения Восточной Антарктиды. 1 – архей, 2 – палео-протерозой, 3 – мезопротерозой, 4 –мезопротерозойская переработка, 5 – неопротерозойская–раннепалеозойская переработка, 6 – рифтогенные образования форланда подвижной области, 7 – неопротерозойские осадочные комплексы верхнего структурного этажа. Полужирным шрифтом показаны характерные датировки тектономагматических событий

проявления мощных тектономагматических и метаморфических процессов на интервалах 2650–2450, 1800–1700, 1400–950, 550–500 млн лет назад (по цирконовым U–Pb датировкам внедрения протолитов метавулканитов, габброидов, до-синтектонических гранитоидов и метаморфизма) (рис. 2), которые можно рассматривать в качестве главных этапов формирования структуры Восточной Антарктиды. Необходимо также выделить интервал приблизительно от 900 до 700 млн лет назад, который характеризуется отсутствием проявлений орогенических процессов.

Палеопротерозой. С большой долей условности выделены три типа геодинамических обстановок: растяжение, с которым связана деструк-



Рис. 2. Гистограмма распределения U–Pb датировок по циркону, отражающих время внедрения вулканитов, габброидов, до-синтектонических гранитоидов или время метаморфизма

ция архейской коры, коллизионная обстановка, характеризующаяся переработкой существовавшей коры и локальными ювенильными новообразованиями, и аккреционная обстановка, связанная с формированием значительных объемов новой земной коры. В обстановке растяжения (рифтовой) развивались блоки архейской стабилизации в центральном секторе Антарктического щита (Земля Эндерби, южная часть гор Принс-Чарльз, оазис Вестфолль), где на интервале времени 2400-2250 млн лет назад происходили внедрения дайковых комплексов кремнистых высокомагнезиальныхгаббронорит-долеритов. Коллизионная обстановка развития выделена в горах Принс-Чарльз (Ламбертская область) и хребте Миллер в центральной части Трансантарктических гор. В Ламбертской области развиты салические ортогнейсы, парагнейсы и мраморы, а также тектонически разобщенный комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород (метагаббро, ортопироксениты, дуниты, перидотиты), с возрастом 2250–2150 млн лет. Sm–Nd модельный возраст Т_{DM} преимущественно составляет 3,4-2,8 млрд лет. К категории аккреционных можно отнести геологические комплексы хребта Шеклтона и Земли Адели. На этих участках развиты породы, имеющие Sm–Nd модельный возраст T_{DM} преимущественно в диапазоне 2,8–1,6 млрд лет, близком к возрасту тектономагматических событий, что позволяет предполагать их существенно ювенильную природу.

Мезопротерозой. Особенности состава мезопротерозойских пород свидетельствуют о том, что на этом промежутке времени структурновещественные комплексы формировались либо в конвергентных геодинамических условиях, либо в условиях растяжения. В категории конвергентных обстановок можно выделить: 1) аккреционные, связанные с процессами ювенильного корообразования в надсубдукционных условиях: активная континентальная окраина, магматическая или вулканическая дуга, задуговый бассейн; 2) аккреционно-коллизионные, связанные преимущественно с коллизионными процессами, в результате которых происходит переработка уже существующего (в большинстве случаев – палеопротерозойского возраста) вещества при ограниченной роли мантийных новообразований. Условия растяжения характеризуются развитием комплексов мафических даек нормальной щелочности в интервале 1400-1200 млн лет назад в оазисе Вестфолль, в Нейпирской области Земли Эндерби, в южной части гор Принс-Чарльз (рифтовый режим), а также осадочно-вулкано-генных толщ и мафических интрузивов в пределах кратонов (троговый эпиплатформенный режим).

Аккреционные обстановки реконструируются по характеристическому набору литологических ассоциаций (натриевые базальты, базальтандезитовые, габбро-диорит-плагиогранитовые, тоналит-трондьемитгранодиоритовые комплексы) и индикаторным геохимическим особенностям вещественного состава пород. Эти обстановки выделяются в центральной части гор Принс-Чарльз, на западе Земли Королевы Мод, в горах Сер-Роннане, в оазисе Бангера; возможно, какая-то часть пород в составе рейнерского комплекса на земле Эндерби также была сформирована в этой обстановке. Породы обладают в целом высокими значениями ε_{Nd} (>0) и низкими значениями изотопного отношения Sr_i (<0,708). Метаморфизм этих существенно вулканогенных толщ не превышает амфиболитовой фации.

Для областей, развивавшихся в аккреционно-коллизионном режиме, характерной чертой является метаморфизм гранулитовой фации. В составе метаморфических толщ преобладают парагнейсы и ортогнейсы гранитоидного состава. Геохимические особенности сближают эти породы с гранитами А-типа, хотя известково-щелочные гранитоиды также встречаются. Породы обладают в целом низкими значениями ε_{Nd} (-10 – 0) и высокими значениями изотопного отношения Sr_i (>0,706, обычно >0,710). Мантийные производные на этих территориях имеют подчиненное значение.

54

Неопротерозой. Развитые в пределах Восточной Антарктиды геологические комплексы указывают на то, что в неопротерозое (900–700 млн лет) господствовали условия растяжения. В это время в западной части Земли Королевы Мод, в южной части гор Принс-Чарльз и в верховьях ледника Денмена были сформированы мелководные бассейны. В них накапливались пестроцветные осадочные толщи, в которых иногда отмечаются седиментационные текстуры. Вероятно, эти бассейны представляли собой внутриконтинентальные впадины, сформированные под воздействием тангенциальных тектонических движений (pull-apart basins). В этот же период на отдельных участках происходили внедрения базитовых тел повышенной щёлочности (центральная и южная области гор Принс-Чарльз).

Эдиакарий–кембрий (650–500 млн лет назад). Этот этап в той или иной степени и форме проявлен на большей части Восточной Антарктиды. Исключение составляют лишь Земля Уилкса – Земля Адели и некоторые участки на крайнем западе Земли Королевы Мод. Выделяются две фазы этой деятельности. В центральной части Земли Королевы Мод проявлена *ранняя* фаза (650–600 млн лет). *Поздние* (куунгские или раннекаледонские) процессы выделяются на интервале 550–500 млн. Они проявлены наиболее интенсивно в некоторых районах центральной и восточной частей Земли Королевы Мод, а также на Земле Принцессы Елизаветы. С этой фазой связаны пластические деформации, метаморфизм гранулитовой фации и анатексис земной коры с формированием гранитоидов А-типа. Развитие геологических комплексов происходило в коллизионных и постколлизионных условиях, однако, на завершающей стадии существенную роль играли рифтогенные условия. Возможно, геологические явления в значительной степени обусловлены андерплейтингом мантийного вещества в основание земной коры.

Выводы.

1. Эволюцию протерозойских областей Восточной Антарктиды можно интерпретировать как цикл Вильсона с деструкцией мегаконтинента на рубеже 2250 млн лет назад и закрытием вторичных океанических бассейнов к рубежу 1050 млн лет назад. Эти области образуют краевой вулканоплутонический пояс, строение которого отражает аккрецию нескольких мезопротерозойских террейнов, развивавшихся в интервалах 1500–1150, 1400–950 и 1150(?)–1050 млн лет назад.

2. Антарктида представляла собой материковую массу и испытывала более или менее когерентную тектоническую эволюцию как единое целое, начиная с конца мезопротерозоя (~1000–950 млн лет назад); признаки дезинтеграции и полного распада этой массы в неопротерозое не обнаруживаются. Возможно, Антарктида не была вполне кратонизирована в конце мезопротерозоя и представляла собой протоплатформу, ее литосфера не приобрела достаточной жесткости и продолжала сохранять определенную мобильность в неопротерозое.

3. Раннепалеозойские тектономагматические процессы представляли собой преимущественно внутрикоровое проявление коллизии материковых блоков при формировании Гондваны, либо отражают первичный рифтогенез, связанный с началом нового суперконтинентального цикла.

Работа выполнена при поддержке Федеральной целевой программы «Мировой океан» (подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики») и проекта РФФИ № 07-05-01001.

Е.В. Михальский¹, Н.А. Божко²

Коллизия или эволюция континентальных блоков как ведущий фактор формирования Антарктического сегмента Гондваны?

Большинство исследователей предполагают, что Антарктида в неопротерозое не существовала как единый континент, а различные её фрагменты входили в состав других континентальных блоков [2, 4, 5]. Формирование Гондваны, как считается, происходило в результате коллизии нескольких континентальных блоков в течение позднего протерозоя – раннего палеозоя («панафриканский» этап). В этом докладе мы рассматриваем факты, говорящие «за» и «против» таких построений, и оцениваем реальность коллизионной модели формирования Антарктического сегмента Гондваны. Альтернативным вариантом становления этого сегмента является эволюционное развитие крупного мезопротерозойского блока литосферы, составлявшего единое целое с «континентом Моусон» (по: [9]).

В качестве основных геологических «индикаторов» панафриканского коллизионного режима в Антарктиде многие исследователи ([6] и ссылки в этой работе) рассматривают: 1) асинхронность предшествующих (главных) тектонических процессов в различных провинциях Антарктиды (1150, 1050, 900 млн лет); 2) мощные пластические деформации и

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия, emikhalsky@vniio.nw.ru

 ² Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В.
 Ломоносова (МГУ), Москва, Россия, bozhko@yandex.ru

глубокий метаморфизм панафриканского этапа (преимущественно 550– 510 млн лет) с постпиковой эволюцией по модели изотермической декомпрессии; 3) парный метаморфический комплекс гор Ямато – побережья залива Лютцов-Хольм; 4) высокобарические, в том числе эклогитовые, парагенезисы на некоторых участках; 5) специфические гранитоиды (чарнокиты, граниты А-типа, перглиноземистые лейкограниты); 6) офиолиты хребта Шеклтона; 7) мафические гранулиты на побережье залива Лютцов-Хольм, имеющие черты океанических базитов.

В геологической литературе рассматриваются три варианта положения сутур, маркирующих закрывшиеся океаны (рисунок). Одна гипотетическая сутура проходит по линии залив Лютцов-Хольм – хребет Шеклтона (линия 1) или залив Лютцов-Хольм – уступ Моусона – залив Прюдс (линия 2), другая пересекает побережье Антарктиды в районе ледника Денмена (линия 3). За положение сутуры в хребте Шеклтона говорит развитие в этом районе метаморфизованной офиолитовой ассоциации. Однако возраст этого комплекса оценен весьма грубо в рамках 1000–540 млн лет. Трассирование любого линеамента от этого района в сторону залива Лютцов-Хольм не отвечает фактическому простиранию региональных геологических структур на побережье этого залива, практически ортогональных предполагаемой сутуре.

На некоторых участках Земли Королевы Мод (хребет Щербакова и горы Сер-Роннане) в пределах областей развития толщ гранулитовой фации и постколлизионных магматических комплексов и в тектоническом взаимодействии с ними развиты комплексы пород, относительно слабо метаморфизованных в условиях зеленосланцевой–амфиболитовой фации. Эти породы никогда не находились на уровне нижней коры, что имело бы место при удвоении мощности коры. На побережье залива Лютцов-Хольм среди парагнейсов развиты слои и мелкие фрагменты мафических тел, имеющие химические составы, отвечающие базальтам MORB или IAB [10]. Однако возраст этих пород надёжно не установлен, как и их геодинамическая природа; в частности, нельзя исключать возможность рифтогенного происхождения.

С меньшими противоречиями сталкивается предположение о прохождении сутуры в субширотном направлении от залива Лютцов-Хольм (парный метаморфический комплекс) к уступу Моусона в горах Принс-Чарльз и далее к заливу Прюдс (линия 2 на рисунке). Положение сутуры в уступе Моусона, на первый взгляд, локализуется довольно точно по ряду косвенных геологических признаков; развитие пограничного (между областями палеопротерозойского и архейского развития) участка кембрийской складчатости и синхронного метаморфизма амфиболитовой фации с быстрой постпиковой декомпрессией; известково-щелочной



Схема тектонического строения Антарктиды и сопредельных материков на реконструкции Гондваны.

 архей, 2 – палеопротерозой, 3 – мезопротерозой, 4 – мезопротерозой, переработанный в неопротерозое – раннем палеозое, 5 – ранний палеозой, 6 – предполагаемые неопротерозойско-раннепалеозойские сутуры

характер пород в пределах этого участка; присутствие ультрамафических линз в пределах зон вязкопластического течения. Однако другие факты и соображения ставят «сутурную» природу участка кембрийской складчатости под сомнение. В частности, на уступе Моусона в пределах обеих этих областей развиты близкие по структурному положению и вещественному составу метаморфизованные дайки пород основного состава предположительно мезопротерозойского возраста; установлен архейский возраст зон вязкопластического течения, активизированных, а не возникших на раннепалеозойском этапе развития; известковощелочные породы слагают незначительные по объему тела, а особенности их вещественного состава могут отражать не столько геодинамические условия внедрения, сколько геохимические особенности субстрата. Горные породы зоны кембрийской складчатости испытали максимум метаморфизма в условиях P = 6-6.5 кбар, T = 650-700 °C [3]. Но полученные пиковые условия метаморфизма не свидетельствуют о погружении территории на уровень нижней коры и не являются, таким образом, индикаторными для коллизионной обстановки. Возможно, кембрийский метаморфизм и деформации вызваны процессами, связанными с подъемом глубинного мантийного плюма или развитием региональных транстензивных дислокаций. Перглиноземистые лейкограниты также могли возникнуть в результате частичного плавления нижне- и среднекоровых субстратов с последующим фракционированием в итоге глубинного термального воздействия.

Предположение о прохождении сутуры в районе ледника Денмена (линия 3 на рисунке) вообще практически не имеет под собой геологических оснований. Этот район умозрительно рассматривается как продолжение орогена Пинджарра Западной Австралии. Однако здесь развиты только кембрийские гранитоиды и щелочных долериты, а признаков мощного тектонотермального воздействия не выявлено.

Таким образом, коллизионная модель становления Антарктического сегмента Гондваны не представляется вполне убедительной. Пиковые условия «панафриканского» метаморфизма в большинстве изученных участков ограничены параметрами P = 6-8 кбар, T = 600-850 °C и лишь на побережье залива Лютцов-Хольм и на хребте Свердрупфьелла на западе Земли Королевы Мод оценки P превышают 10–12 кбар ([8] и ссылки в этой работе). Эти данные указывают на то, что собственно коллизионные высокобарические ассоциации пользуются весьма ограниченным распространением и нет оснований утверждать, что широко распространенный метаморфизм гранулитовой фации был обусловлен именно коллизионными процессами. Широко распространённые плутоны анортозит-мангерит-чарнокитовой ассоциации, с которыми локально связаны и габброиды, указывают на господство условий растяжения в кембрийское время.

По нашему мнению, наблюдаемые особенности геологического строения Восточной Антарктиды могут более обоснованно объясняться глубинными мантийными процессами (андерплейтинг) и растяжением литосферы, возможно, связанным с коллизионными событиями вне пределов современной Антарктиды. В этой связи отметим, что неопротерозойско-раннепалеозойская геологическая история других гондванских материков, в первую очередь – Африки, существенно отличается от антарктической. В частности, в развитии Восточноантарктического пояса (в его северной части) выделяется ранняя фаза (800–710 млн лет [9]), связанная с формированием океанических и окраинно-континентальных структур и геологических комплексов. На значительных пространствах Центральной Африки в неопротерозое формировались осадочные бассейны, бимодальные вулканиты и внутриплитные анорогенные щелочные магматические комплексы (нефелиновые сиениты, карбонатиты, ийолиты, щелочные граниты) с возрастом от 900 до 700 млн лет [7]. Закрытие Мозамбикского океана в восточном обрамлении Африки и океана (возможно, залива) Адамастор в западном обрамлении и формирование соответствующих орогенов происходило в два этапа. Восточноафриканская орогения датируется интервалом 670–610 млн лет; Куунгская орогения – 570–530 млн лет.

В экспонированных районах Антарктиды осадочные образования *неопротерозойского* возраста пользуются весьма ограниченным распространением (в бассейнах типа pull-apart), а вулканиты вообще не известны. Также редки магматические образования, среди которых, вплоть до кембрия, нет настоящих щелочных пород. Это свидетельствует о том, что Антарктический континент развивался в ином, по сравнению с Южной Африкой, тектоническом стиле: с меньшей неопротерозойской деструкцией и практически без мантийных новообразований. В Антарктиде не известны (возможно, за исключением гор Сёр-Роннане) находки горных пород с соответствующими значениями модельного Sm–Nd возраста или с мантийными изотопными метками ($\epsilon_{Nd}(t) > 0$, Sr_i < 0,705). Необходимо также отметить, что завершающий раннепалеозойский тектонизм в Антарктиде происходил практически синхронно (510±10 млн лет назад) на огромных и пространственно разобщенных (на расстояние порядка 3000 км) территориях Земли Королевы Мод – Земли Принцессы Елизаветы.

Вероятно, крупный сегмент суперматерика Родиния – Калахари – Антарктида – Австралия (КАА) был сформирован в конце мезопротерозоя в результате развития краевого вулканноплутонического пояса и последовательной аккреции разновозрастных мезопротерозойских террейнов [7]. В течение неопротерозоя на стадии распада суперматерика Родиния, в условиях растяжения в Антарктиде были заложены мелководные внутриконтинентальные осадочные бассейны, не достигавшие стадии формирования океанической коры. На «панафриканском» этапе в результате принципиальной смены режима мантийной конвекции под Антарктической литосферой и коллизии с другими блоками эти внутриили периконтинентальные бассейны были закрыты, произошли их инверсия и тектоническое скучивание коры, что привело к формированию локальных высокобарических ассоциаций. На большей части материка «панафриканские» тектономагматические процессы могли быть обусловлены преимущественно растяжением. На некоторых территориях деформация могла быть транслирована во внутренние области КАА в виде региональных зон вязкопластического течения транспрессивной или транстензивной природы. Эти процессы проиходили на фоне деламинации литосферы и обширного мантийного андерплейтинга, вызвавшего плавление нижней коры и формирование специфических гранитоидных комплексов. Таким образом, становление Антарктического сегмента Гондваны (неопротерозой) можно рассматривать как процесс внутриплитной эволюции уже существовавшего крупного мезопротерозойского блока литосферы, при ее относительной подвижности и тектономагматической проницаемости. В свете изложенных антарктических материалов возникают вопросы, связанные в целом с природой Африканской «орогении Куунга» в интервале 570–530 млн лет назад. Завершает ли она амальгамацию Гондваны, фиксирует ли интракратонный орогенез и переработку более древней коры или, возможно, относится к следующему суперконтинентальному циклу с предшествующим раскрытием океанического бассейна?

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01001) и Федеральной целевой программы «Мировой океан», подпрограмма «Изучение и исследование Антарктики».

Литература

1. Михальский Е.В. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // Геотектоника. 2008. № 6. С. 1–23.

2. *Boger S.D., Miller J.McL.* Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross–Delamerian orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 219. P. 35–48.

3. *Boger S.D., Wilson C.J.L.* Early Cambrian crustal shortening and a clockwise P–T–t path from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for the formation of Gondwana // J. Metamorphic Geol. 2005. V. 23. P. 603–623.

4. Collins A.S., Pisarevsky S.A. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens // Earth Sci. Rev. 2005. V. 71. P. 229–270.

5. *Fitzsimons I.C.W.* Grenville-age basement provinces in East Antarctica: evidence for three separate collisional orogens // Geology. 2000. V. 28. P. 879–882.

6. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica // Proterozoic East Gondwana: Supercontinent assembly and breakup / M. Yoshida, B.F. Windley, S.Dasgupta (eds.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. V. 206. 2003. P. 93–130.

7. *Hanson P.E.* Proterozoic geochronology and tectonic evolution of southern Africa // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup / M. Yoshida, B.F. Windley, S.Dasgupta (eds.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. V. 206. 2003. P. 145–168.

8. *Harley S.L.* Archaean–Cambrian crustal development of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications // Proterozoic crustal Gondwana: supercontinent assembly and breakup / M. Yoshida, B.F. Windley, S.Dasgupta (eds.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. V. 206. 2003. P. 203–230.

9. *Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // Tectonophysics. 2002. V. 362. P. 1-40.

10. Suda Y., Kagashima S., Satish-Kumar M. et al. Geochemistry of mafic metamorphic rocks in the Lutzow-Holm Complex, East Antarctica: implications for tectonic evolution // Polar Geosci. 2006. V. 19. P. 62–88.

А.В. Моисеев¹, С.Д. Соколов¹

Геохимическая характеристика палеозойских основных вулканитов о-ва Врангеля

Остров Врангеля расположен в 140 км к северу от Чукотского полуострова между Восточно-Сибирским и Чукотским морями. Благодаря своему положению остров является ключевым объектом для понимания структуры и истории формирования и эволюции Азиатского шельфа Восточной Арктики. Геологические данные по составу отложений, обстановкам их накопления, характеру и возрасту деформаций имеют важное значение для интерпретации геофизических профилей и прогнозу размещения углеводородного сырья.

Остров сложен докембрийским метаморфическим фундаментом (врангелевский комплекс) и палеозойско-триасовым осадочным чехлом [1, 2]. Они образуют сложную покровно-складчатую структуру северной вергентности, осложненную сдвигами северо-западного простирания. Кроме того, известны проявления магматизма, основная масса которого связана с метаморфическим комплексом и имеет допалеозойский возраст. В центральной части о-ва к северу от Главного надвига, в бассейне рек Неизвестная и Красный Флаг развиты эффузивы кислого и основного состава, которые относятся предположительно к каменноугольному возрасту [1]. В геохимическом плане эффузивы оставались слабоизученными, что не позволяло сделать вывод об их геодинамической принадлежности.

Во время шведско-американо-российской экспедиции 2006 г., организованной Геологическим институтом РАН, С.Д. Соколовым, М.И. Тучковой и В.Е. Вержбицким были охарактеризованы и собраны для дальнейшего изучения каменноугольные основные вулканиты, обнажающиеся по бортам долины р. Неизвестная. Они перекрываются известняками среднего карбона с базальными конгломератами в основании, содержащими обломки вулканитов, метаморфических пород и известняков. Вулканиты несут следы рассланцевания и зеленокаменного

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

изменения, но степень их метаморфизма ниже, чем в породах врангелевского комплекса.

Петрографически базальты достаточно однообразны. Это породы с порфировой структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и клинопироксеном (авгит). Часто участки между лейстами заполнены бурым девитрифицированным стеклом, проросшим дендритами рудного минерала. Породы испытали зеленокаменное изменение, во многих случаях довольно значительное, выраженное в альбитизации плагиоклаза, хлоритизации клинопироксена, развитии вторичного рудного минерала и кварц-кальцитовых прожилков. Во многих случаях породы представляют собой эпидот-хлоритовые зеленые сланцы с псевдоморфозами эпидота по фенокристаллам и трахитоидным расположением минералов основной ткани.

Было проанализировано 7 образцов базальтов, в которых определены содержания петрогенных и рассеянных элементов. На классификационсодержания петрогенных и рассеянных элементов. На классификацион-ной диаграмме зависимости кремникислотности от суммы щелочей фи-гуративные точки проанализированных пород образуют достаточно плотную группу в поле основных пород. Один из изученных образцов (06-64/1) попадает в поле средних пород. Все изученные породы харак-теризуются пониженной магнезиальностью (Mg[#]= 46,5–5,4)¹, что может говорить о высокой степени дифференциации пород. С падением магне-зиальности характерно накопление FeOt², TiO₂ и щелочей наряду с уменьшением содержания CaO и Al₂O₃. На петрохимических диаграм-мах зависимости магнезиальности от FeOt, TiO₂ и щелочей видно, что форма тренда имеет изогнутую форму. Восходящее направление отра-жает накопление данных оксидов, что, по-видимому, контролируется процессом фракционирования в промежуточных магматических каме-рах. За смену направления тренда отвечают фигуративные точки обр. 06-64/1. Видимо, данная порода является наиболее дифференцированным членом из всех проанализированных образцов и, возможно, отвечает составу расплава, близкому к остаточному. Такой же тренд, только с противоположной направленностью вектора, отмечается на диаграммах зависимости Mg^{*} от CaO. В целом породы содержат достаточно много TiO_2 (1,15–3,31 мас. %) и FeOt (7,53–17,55). На диаграмме AFM породы образуют тренд с обогащением железа, небольшими колебаниями содержания щелочей, что соответствует толеитовому тренду. Отличитель-ными чертами состава проанализированных образцов от составов MORB базальтов, является более высокие содержания щелочей, FeOt, TiO₂ и

 $^{^{1}}$ Mg[#]=100MgO/(MgO+FeOt) 2 FeOt =FeO+0.9Fe₂O₃

более низкие концентрации CaO и Al₂O₃, а также более низкие значения магнезиального числа против более высоких FeO/MgO отношений. Такая характеристика состава возможна ввиду того, что расплав испытал глубинное фракционирование оливина в промежуточных очагах. Это подтверждается низкими содержаниями Ni (9,7–114 г/т) и Cr (16–135 г/т). Высокое содержание LILE указывает, что источник данных расплавов не был деплетирован. Таким образом, можно делать вывод о том, что породы не являются аналогами примитивных базальтов MORB. Содержания большинства рассеянных элементов продемонстрирова-

Содержания большинства рассеянных элементов продемонстрированы мультиэлементной диаграммой, где изучаемые образцы нормированы к N-MORB базальту (рис. 1).

Для всех образцов характерно значительное обогащение всеми рассеянными элементами относительно N-MORB. При этом наблюдается относительное обогащение крупноионными литофильными элементами (такими, как Pb, Th, Rb, Sr, Ba) относительно выскокозарядных (Ba_n/La_n = 0,7-10,2). Спектры распределения всех образцов имеют четко выраженные отрицательные Nb-Ta и Zr аномалии. Отмечаются высокие со-держания REE, и составляют (La+Sm+Yb)n от 64,3 до 166,71 хондритовых норм. Спектры распределения имеют отрицательный наклон. Наблюдается обогащение легких REE относительно тяжелых и средних REE, что обусловливает высокие отношения (La/Yb)n от 2,5 до 4,3, (La/Sm)n - от 1,5 до 2,2 хондритовых норм. Деплетированность некоторыми высокозаряднимы элементами, такими как Nb, Ta и Zr, выраженных минимумами в спектрах распределения на мультиэлементных диаграммах, указывают на признаки образования данных пород из расплавов, образовавшихся в надсубдукционной обстановке. Однако ряд признаков, высокие концентрации HFSE относительно N-MORB, а также чрезмерное высокое содержание TiO_2 , говорит, что данные породы не могли образовываться в надсубдукционных обстановках.

На дискриминантных диаграммах фигуративные точки составов изучаемых пород образуют плотную группу в поле внутриплитных образований (рис. 2, а, б).

Таким образом, можно предположить, что каменноугольный вулканизм о-ва Врангель был связан с аномальным (плюмовым) магматизмом. Однако определить – происходило ли излияние лав в обстановке рифтогенеза [1] или внутрибассейнового поднятия – еще не представляется возможным. Кроме того, присутствие «субдукционных» признаков в составе пород требуют дальнейшего изучения и объяснения.

Исследования были выполнены в рамках проекта РФФИ (08-05-00547), программы ОН3-14 и НШ-3172.2008.5 (госконтракт № 02.515.12.0014) и гранта молодых ученых ГИН РАН.



Рис. 1. Расширенный график распределения редких элементов, нормированных по составу N-MORB базальтов. Составы базальтов OIB (жирная линия) и нормирующие значения N-MORB базальта (по: [5])



Рис. 2. Дискриминантные диаграммы для каменноугольных базальтов о-ва Врангель. А – Zr–Zr/Y [3]: А – внутриплитные базальты, Б – базальты срединно-океанических

хребтов, В – базальты островных дуг.

Б – Zr/Y–Ti/Y [4]: А – внутриплитные базальты, Б – другие типы базальтов

Литература

1. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангель: геологическое строение, минералогия, геоэкология. М.: МПР РФ; СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

2. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Геологическое строение острова Врангеля // Тр. СВКНИИ. Вып. 11. Магадан, 1964. С. 53–97.

3. *Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.

4. *Pearce J.A., Gale G.H.* Indetification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks // Geol. Soc. Spec. Publ. 1977. V. 7. P. 14–24.

5. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

В.В. Мотычко¹, В.В. Николаев¹, Ю.Г. Самойлович¹, В.И. Слинченков¹

Изучение четвертичных отложений при решении проблем экологии северной части Обской губы

В соответствии с Государственным контрактом от 25 апреля 2005 г. с Федеральным Агентством по недропользованию было проведено изучение фонового состояния донных осадков, водной толщи и берегов северной части Обской губы - района предполагаемого интенсивного промышленного и хозяйственного освоения, в первую очередь разведки нефтяных и газовых месторождений. С этой целью в течение морских экспедиций 2005 и 2006 гг. осуществлялось донное опробование названной акватории по регулярной сети 10х20 км. Выполнено также непрерывное акустическое профилирование. Обработка проб проведена в сертифицированных лабораториях Санкт-Петербурга и Архангельска, а затем результаты обобщены с применением формационного анализа. Информативность геофизических данных в камеральных условиях повышена путем компьютерной обработки.

Если проведение опробования самой верхней придонной части современных осадков губы дночерпателем не могло дать какую-либо новую стратиграфическую или тектоническую информацию, то акустиче-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

ское профилирование позволило выявить неизвестную ранее картину взаимоотношения геологических границ ниже дна на глубину до 40 м. Картина эта разрушает общепризнанное представление о сплошной толще четвертичных отложений, выстилающих Обскую губу. Возможность выхода к донной поверхности «коренных» пород считалась маловероятной. Тем более, что последние на суше в пределах Ямала и Гыдана встречаются очень редко в виде небольших обнажений, причем очень далеко от берегов.

На ряде сейсмопрофилей фиксируется размыв четвертичной толщи и обнажаются эрозионные останцы в виде узких гряд субмеридионального направления. Их мы, соотнося с региональными стратиграфическими данными по северу Западной Сибири, условно индексируем как палеоген-неогеновые отложения. Важным показателем крупного перерыва в морском осадконакоплении где-то на рубеже третичного и четвертичного времени является наличие врезов в коренные породы речных палеодолин, в частности, возможно, пра-Оби. Кроме сейсмических границ эрозионного происхождения имеются и границы согласного залегания пород с линейной слоистостью, что позволит в будущем по результатам бурении их стратифицировать.

Отчетливо трассируются по сейсмограммам разрывные нарушения: они хорошо вписываются в существующую схему неотектоники севера Западной Сибири и дополняют ее. Прослеживаются и псевдотектонические явления, такие как термокарстовые провалы и следы ледового выпахивания дна (стамухи). Намечены участки проявления многолетнемерзлых пород и определена глубина залегания их кровли.

Отложения самого верхнего подразделения их кровыи. Отложения самого верхнего подразделения четвертичной толщи – голоцена – распределены по объему (мощности) в пределах изученной площади весьма неравномерно. Этот факт имеет определенное геоэкологическое значение: он говорит об активных литодинамических процессах, что иногда негативно влияет на характер побережья и дно Обской губы. Закартированы зоны размыва, транзита и аккумуляции осадочного материала, в том числе загрязняющих веществ. Сделан вывод о том, что значительная часть площади дна губы является зоной транзита– аккумуляции, с преобладанием транзитных процессов. Аккумуляция осадочного материала, в том числе различных химических компонентов, происходит на двух барьерных зонах – в северной (придельтовой) и южной (притазовскогубской) частях Обской губы.

По данным анализа проб донных грунтов составлены карты площадного распространения вредных химических элементов и наиболее известных загрязняющих веществ, выявлены зоны их локализации. Установлено направление основных потоков поллютантов, условий их миграции и аккумуляции. Зона наибольшей концентрации металлов в поле накопления пелитовых и алевропелитовых илов расположена на севере участка. Она имеет, очевидно, природный генезис. Содержание радионуклидов в Обской губе в придонном слое гораздо ниже, чем, например, в осадках соседней Байдарацкой губы и Енисейского залива.

Анализ распределения содержаний органических соединений и поллютантов свидетельствует о возможном незначительном загрязнении полихлорбифенилами и нефтяными углеводородами отложений в южной части исследованного полигона. Основными источниками этого являются нефтегазодобывающие комплексы, расположенные на Тазовском полуострове, в меньшей степени – предприятия в бассейне р. Обь. Групповой состав ароматических и распределение алкановых углеводородов показывают их связь скорее с терригенным гумусовым материалом, а чем с техногенными поллютантами.

В заключение можно сказать, что в настоящее время донные отложения изученной части Обской губы не испытывают значительного антропогенного пресса. Об этом свидетельствуют низкие суммарные индексы загрязненности донных отложений. а устойчивость качественных и количественных характеристик во времени свидетельствуют о стабильности в целом экосистемы Обской губы.

О.Д. Найдина¹

Палеоклиматические условия Сибирской Арктики на рубеже морских изотопных стадий МИС 2 и МИС 1 по результатам палинологического изучения осадков моря Лаптевых

Изучение флуктуаций климата Арктики после оледенения МИС 2, переходного этапа к голоцену и на протяжении голоцена (МИС 1) является одним из приоритетных направлений четвертичной палеогеографии, позволяющего предсказать тенденции будущих изменений климата. Одним из ведущих методов восстановления климатов прошлого является палинологический метод, включающий спорово-пыльцевой анализ. Объектом исследования при анализе морских осадков служат пыльца древесных и травянистых растений, а также споры наземных высших

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

растений. Пыльца и споры характеризуются высокой палеоклиматической информативностью, так как обладают достаточно прочной органической оболочкой, позволяющей им хорошо сохраняться в отложениях различного генезиса. Спорово-пыльцевой анализ дает наиболее полное представление о доминирующих типах растительности, их смене во времени, а также позволяет реконструировать ландшафтные и климатические особенности прошлого. Как показали наши первые исследования, спорово-пыльцевые спектры, полученные из проб шельфовых осадков, достоверно отражают особенности растительного покрова прилежащей к морю Лаптевых суши. Они достаточно точно отражают климатические флуктуации в регионе и могут использоваться для палеоклиматических реконструкций [3–5, 7, 8].

тических реконструкции [5–5, 7, 8]. Новые датированные детальные пыльцевые данные из осадков шельфовой зоны моря Лаптевых позволили реконструировать климат и растительность части Восточно-Сибирской Арктики на рубеже морских изотопных стадий МИС 2 и МИС 1. Возрастная модель изученных разрезов основывается на данных аксельраторной масс-спектрометрии (AMS), полученных в Кильском университете (ФРГ) [6]. Календарный калибровочный возраст формирования кернов охватывает диапазон времени от 15,6 до 5,3 тыс. лет назад.

Во время переходного этапа, около 15,6 тыс. лет назад, в исследуемом регионе началось потепление климата. Ландшафты этого времени имели тундровый облик. Совокупность пыльцы и спор, впервые обнаруженная в позднеледниковых осадках скважин, свидетельствует о том, что начинающееся потепление климата сопровождалось кратковременными похолоданиями. В растительном покрове побережья моря Лаптевых при похолодании доминировали осоковые и разнотравные фитоценозы. Потепление и некоторое увлажнение климата создали условия для расширения территорий, занятых кустарниковой растительностью, состоящей преимущественно из тундровых ерниковых группировок. Пыльцевые данные свидетельствуют о частых изменениях в составе растительности, обусловленных быстрыми и непродолжительными флуктуациями климата на протяжении всего переходного этапа к голоцену. Согласно нашим пыльцевым данным, во время потепления и возрастания атмосферного увлажнения развивались ерниковые группировки с преобладанием видов *Betula* sect. *Nanae*. Именно эти древеснокустарниковые таксоны господствовали в тундровых фитоценозах на протяжении последнего переходного этапа к голоцену. Среди изученных донных колонок выделяется разрез осадков полу-

Среди изученных донных колонок выделяется разрез осадков полуметровой мощности из восточной части моря с подводного продолжения палеодолины р. Яна. Установлено, что осадки накапливались с 11,3 по 5,3 тыс. лет назад. Результаты пыльцевого анализа осадков колонки показывают чередование основных типов растительности на прилегающей к морю Лаптевых суше: с доминированием тундровых растительных сообществ и с преобладанием лесотундровых фитоценозов. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, в начале голоцена от 11,3 и почти до 10,3 тыс. лет назад состав флоры был типичен для современной арктической тундры. Климат был близок к современному. Отмечалось несколько кратковременных потеплений и похолоданий. Позже, от 10,3 тыс. лет назад и почти до 9,0 тыс. лет назад климат

становился более влажным, так как в составе растительности на водо-разделах развивалось сосново-березовое редколесье с покровом из вересковых, а в понижениях рельефа и по долинам ручьев – заболоченные ерники с водно-болотными осоковыми группировками. Наряду с направленным увлажнением и смягчением климата, происходили более короткие климатические колебания. Так, злаково-разнотравная тундровая растительность в первую половину этого временного интервала сви-детельствует о развитии более холодных и засушливых условий. 9,6 тыс. лет назад происходило заболачивание и развивались осоково-моховые тундры. На спорово-пыльцевой диаграмме этого разреза прослеживаюттундры. на спорово-пыльцевой днаграмме этого разреза прослежнаатт ся частые чередования пиков пыльцы кустарниковых берез и светло-хвойных древесных пород. Отчетливо прослеживается смена тундровых кустарниковых ландшафтов лесотундровыми с участием сосны. Появ-ление пыльцы светлохвойных древесных растений, представленной зернами гаплоидного и диплоидного подрода Pinus, является следствием повышения летних температур и некоторого снижения увлажнения клиповышения летних температур и некоторого снижения увлажнения кли-мата. Температура воздуха зон тундры или лесотундры – один из важ-нейших параметров формирования растительных сообществ. Известно, что понижение или повышение температуры на доли градуса приводит к смене состава растительности. Очевидно, что при повышении летних температур лесотундровая растительность приближалась к самому бере-гу моря и климат наверняка был теплее современного. После 9,3 тыс. лет назад начался необратимый процесс потепления. Начиная приблизительно с 9,3 тыс. лет назад и почти до 8,0 тыс. лет на-

После 9,3 тыс. лет назад начался необратимый процесс потепления. Начиная приблизительно с 9,3 тыс. лет назад и почти до 8,0 тыс. лет назад климат становился теплее и засушливее. Трансгрессия моря распространилась по долинам рек на юг [1, 2]. 8,5 тыс. лет назад отмечается максимум развития светлохвойной лесотундры, что свидетельствует о потеплении; на территории исследуемого региона наступил оптимум голоцена. Резко возросло количество пыльцы древесных растений в морских осадках, что может быть следствием перемещения линии древесной растительности к северу, вызванного потеплением. Таким образом, первые детальные и датированные на современном уровне пыльцевые данные из морских осадков, свидетельствующие об изменении растительности и климата Восточно-Сибирской Арктики, показали, что на рубеже МИС 1 и МИС 2 существовала нестабильная обстановка и изменения палеосреды происходили в условиях прогрессирующего потепления. Динамика палеоклимата могла быть связана как с региональными особенностями, так и с вторжением западных воздушных масс из Северной Атлантики.

Исследования частично выполнены благодаря поддержке стипендиальной программы Лаборатории морских и полярных исследований им. О.Ю. Шмидта.

Литература

1. Найдина О.Д. Палеогеография восточного шельфа моря Лаптевых в первой половине голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 113–125.

2. Найдина О.Д. Реконструкция палеогеографических условий голоцена арктической Сибири по палинологическим, диатомовым и фаунистическим данным // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, вып. 10/11. С. 442–444.

3. Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х. Первые свидетельства о распределении пыльцы и спор в поверхностных осадках моря Лаптевых и их значение для палеоклиматических реконструкций // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2000. Вып. 75 (1). С. 67–72.

4. Naidina O.D. Holocene climatic, vegetation and pollen data of Siberia adjacent to the Laptev Sea // Reports on Polar Res. 1995. V. 176. P. 235–253.

5. Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D. et al. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Res. 2001a. V. 55, № 3. P. 344–351.

6. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139.

7. Naidina O.D., Bauch H.A. Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / H.Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko et al. (Eds.). New York: Springer-Verlag, 1999. P. 577–585.

8. Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global and Planet. Change. 2001. V. 31. P. 141–153.
Геологическое развитие и минерагения раннедокембрийской земной коры Арктики и Антарктики

Комплексное исследование раннедокембрийских (3,7–1 млрд лет) образований в различных регионах, разрезов сверхглубоких скважин и анализ обширных литературных данных позволили разработать концепцию эволюции раннедокембрийской земной коры. Земная кора в раннем докембрии формировалась путем «единства и борьбы» стадий океанизации и континентализации. Океанизация – преобладающее развитие мафического мигматизма и изохимического метаморфизма. Континентализация – преобладающее развитие салического магматизма и аллохимического метаморфизма. Континентализация – преобладающее развитие салического магматизма и аллохимического метаморфизма. Сопределяющими являлись процессы эндогенного тепломассопереноса. Осадконакопление играло подчиненную роль, возрастающую во времени. Два главных фактора регулируют формирование раннедокембрийской земной коры – гравитационная дифференциация и нарушающий ее привнос эндогенного вещества вследствие центробежных сил вращения Земли.

Предложенная концепция согласуется с гипотезой пульсационного развития Земли.

В Арктике раннедокембрийская земная кора широко представлена в Канадском, Гренландском, Фенноскандинавском, Анабарском щитах. В Антарктике – в Восточно-Антарктическом щите, вдоль побережья, на участке от земли Королевы Мод до земли Королевы Нери, включая землю Эндерби. В раннедокембрийской земной коре Арктики и Антарктики представлены однотипные формации для соответствующих стадий развития.

В русле концепции рассмотрено развитие тектонических структур, магматизма, метаморфизма, глубинного строения, оруденения (таблица). Выделены стадии: океаническая, континентальная (AR) океанизация континентальной коры и кратонизация (AR₂-PR₁); рифтогенеза и регенерации кратонов (PR₁²). Во времени мозаичные тектонические структуры сменились поясовыми, затем поясово-блоковыми. Масштабы проявления формаций уменьшались, их составы усложнялись. Интенсивность метаморфизма уменьшалась. Глубинное строение земной коры усложнялось с обособлением блоков существенно салического и мафического составов. По границе «гранулито-базитового» и гранитного слоев выделена магнетитовая зона. Каждая из стадий формирования земной коры несет свое оруденение.

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

Магматические и ультраметаморфические формации в схеме развития земной коры в раннем докембрии

Слои зем- ной коры		8	Локальное	усложнение	«пранитного»	CION			Линзовидно-	поясовое не-	полное раз-	рушение	«транитного»	слоя				;	Наращива-	ние и ус-	ложнение	«гранитно-	FON CJION				
Оруденение. Главные элементы		7	TR, U, Th,	Sn, Mo, W,	Li, Be, Zr,	Au, F, P			Fe, Ti, Al,	Cu, Ni, Co,	Cr, V, Pt,	Au, Ag, Zn,	Pb, Mn,	Nb, Ta, C,	U			1	IK, U, Ih,	Au, Mo, Li,	Be, Zr						
Метаморфизм-	метасоматизм	9	Метасоматизм вдоль	линейных зон разло-	мов и приконтактовых	частей тел гранитои-	дов		Прогрессивный ре-	гиональный метамор-	физм в условиях зеле-	носланцевой, пренит-	пумпеллитовой фа-	ции. Сопряженный с	ним регрессивный ме-	таморфизм оолее	древних образований		Региональная грани-	тизация в условиях,	олизких амфиоолито-	вои фации. Сопря-	женная с ней гранити-	зация более древних	образований		
траметаморфические ации	стадии континен- тализации	5	Риолитовая, грано-	сиенитов и нефе-	линовых сиенитов,	щелочных грани-	тов, гранитов рапа- киви гранопиорит-	гранитовая	ртозитовая									:	I ранитов и леико-	кратовых гранитов,	мигматит-гранито-	вая, мигматит-пла-	гиогранитовая				
Магматические и уль форм	стадии океанизации	4							Габбро-ано		Лампрофировая,	кимоерлитовая,	щелочных габброи-	дов, перидотит-пи-	роксенит-норито- вая габбио-верши-		товая, шикрит-оа- зальтовая, трахиан-	дезит-базальтовая									
Стадии тектоническо- го развития (океани-	зации, континента- лизации)	3	6. Регенерации	кратонов					5. Рифтовая									;	4. Кратонизация								
Тектони- ческая структура		2							Cy6nnar-	форменная.	Поясово-	блоковая															
Bo3-	раст	1																		тэ	пд	du	W (5'I	'7–9	oʻ7	

		1	
8	Поясовое разруше- ние «гра- нигного» слоя, ус- ложнение «базальто- вого» слоя	«Гранит- ный» слой	Магнети- товая зона. «Базальто- вый» слой
7	Fe, Ti, Mn, Al, Cu, Ni, Co, Cr, Pr, Zn, Pb, Ag, Au	Fe, Ti, Th, U	Fe, Ti, Ni, Co, Cr, Au, Pt Paccesi- Hbi
9	Прогрессивный ре- гиональный метамор- физм в амфиболито- вой - зеленосланцевой фации. Сопряженный с ним регрессивный метаморфизм более древних образований	Региональная грани- тизация в условиях амфиболитовой и близких гранулитовой фаций	Прогрессивный ре- гиональный метамор- физм в условиях гра- нулитовой и близких ей фаций
5	габбровая	Гнейсо-мигматит- граниговая, гнейсо- мигматит-глагио- граниговая, гранат- кордиериговых мигматит-гранигов, чарнокитовая	зитовая
4	А н ор т о з и т- Протофиолитовая ассоциация: спили- то-диабазовая* формация, спилито- кератофировая, ду- нит-гарибургито- вая, дунит-пироксс- нит-габбровая		А н о р т о : Базальт-андеяито- вая формация, при- митивная офиоли- товая ассоциация
3	3. Океанизация континентальной коры	2. Континенталь- ная	1. Оксаническая
2	Протогео- синкли- нально- складча- тая. Поя- совая. Гранитно- зеленока- менных областей	Пангео- синкли- нально- складча- тая. Моза- ичная	Пангео- синкли- нально- складчатая
1		ддпм Ә,2–2,5 ,7,5 тэп	дqпм 2,5,7,5 тэп

Таблица (окончание)

* Термин «диабаз» применяется для палеотипных аналогов базальта.

74

Главная масса оруденения тяготеет к границам стадий во времени и к краевым частям крупных блоков земной коры и «окнам» их сочленения в пространстве. Эволюция оруденения протекала путем усложнения его состава и локализации распространения от рассеянного к поясовому и проясовоузловому. Главное оруденение в раннем докембрии Арктики и Антарктики представлено Fe, Ti, Cu, V, Cr, Al, платиноидами, Au; Li, Be, U, Th, F, Sn, Au, мусковитом, керамическим материалом; алмазами.

Изложенное о геологическом развитии и минерагении раннедокембрийской земной коры Арктики и Антарктики является основой прогноза оруденения, определения геологической природы глубинных геофизических параметров, позволит более уверенно интерпретировать изотопно-геохронологические данные, может быть использовано при геологическом картировании различных масштабов.

И.А. Немировская¹

Органические соединения в снежно-ледяном покрове Арктики и Антарктики

Высокоширотные акватории отличаются от других климатических зон тем, что значительный вклад в поставку веществ, в том числе и антропогенных, вносят снег и лед. Выпадающий снег обладает высокой степенью очищения атмосферы от аэрозольного материала, даже более высокой, чем дожди [1]. Лед захватывает химические элементы, компоненты природного и антропогенного происхождения из воды и атмосферы, а затем переносит их из областей внутреннего шельфа в открытый океан.

Цель исследования – установить особенности распределения органических соединений (ОС) – С_{орг}, липидов и углеводородов (УВ) – в сопоставлении со взвесью в снежно-ледяном покрове в районах, подверженных антропогенному влиянию (Белое море) и в фоновых акваториях (северная часть Баренцева моря, СЛО, поднятие Менделеева и прибрежные районы Антарктики). Данные о количественном и качественном составе ОС в морских льдах практически отсутствуют. Большинство работ затрагивает структуру и физический состав льдов, а также их биологические свойства [2, 3]. Вместе с тем, для изучения глобальной системы круговорота углерода, для определения фоновых уровней соединений,

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия

имеющих природное и антропогенное происхождение (в частности УВ), такие данные необходимы.

На основании изучения многочисленных маркеров в составе взвеси снега стало возможным определить области захвата с поверхности Земли эолового материала, траектории его переноса и участки отложения (депоцентры) [4]. На примере бассейна Белого моря показано, что снежный покров обладает свойствами, которые делают его удобным индикатором загрязнения не только атмосферных осадков и воздуха, но и последующего загрязнения льда и вод. Большое количество вредных веществ, выбрасываемых в атмосферу в крупных индустриальных регионах, осаждается на поверхность, не доходя до самых северных областей, загрязняя почву и водные объекты в среднеширотных и приарктических водоемах. Установлено, что флуктуация атмосферных поступлений продуктов горения определяет содержание и состав загрязняющих веществ, особенно это относится к полициклическим ароматическим углеводородам (ПАУ) [5].

Установлено, что в импактном районе (устьевая зона р. Северная Двина в районе г. Архангельска) концентрирование ОС наблюдалось в снеге и верхней части льдов (рис. 1, а). Маркеры в составе УВ указывали на свежее загрязнение нефтью и продуктами горения. С удалением от источников эмиссии в снежно-ледяном покрове доминируют природные соединения. На основании изучения УВ в снежно-ледяном покрове Белого моря, была сделана попытка оценить количественно вклад УВ в процессы современного седиментогенеза. Оказалось, что с ледовым стоком в Белое море попадает 9,5 т АУВ. Эта величина (с учетом площади моря и толщины ледового слоя, в среднем 0,5 м) сопоставима в сравнении с ледовым стоком УВ во взвеси в целом для высокоширотных районов Мирового океана, который оценивается величиной 880 тыс. т [5]. Напротив, в фоновых акваториях концентрации взвеси, С_{орг} и УВ увеличивались к границе лед – вода (для АУВ в 1,5–15 раз по сравнению с подледной водой, см. рис. 1, б), что является типичным как для при-

Напротив, в фоновых акваториях концентрации взвеси, С_{орг} и УВ увеличивались к границе лед – вода (для АУВ в 1,5–15 раз по сравнению с подледной водой, см. рис. 1, б), что является типичным как для припайных, так и паковых льдов в Арктике и Антарктике. Показано, что лед не только транспортирует различные соединения, но в нем происходит их образование и трансформация, наиболее интенсивная в барьерных зонах снег–лед и лед–вода, синхронное с увеличением взвеси. Эти зоны (особенно вода–лед) даже при низких температурах остаются активной биогеохимической средой [5]. Высокая слоистость и пористость льдов создают условия для аккумулирования здесь не только планктонных организмов [3], но и ОС во взвешенной форме, в том числе УВ.

В снеге, собранном на припайных льдах Антарктиды и в самих льдах, содержание взвеси и ОС во взвеси оказалось ниже, чем в Аркти-



Рис. 1. Распределение алифатических углеводородов во взвешенной и растворенной формах в припайных льдах в устье Северной Двины (а) и Антарктики в море Дейвиса (б)

ке. Антарктида закрыта ледовым щитом и собственных аэрозолей практически не дает [1]. Ослабление к зиме меридиональных процессов уменьшает заток на ледник морского воздуха, что приводит к еще большему понижению содержания мелких частиц. Количество крупных частиц увеличивается при разрушении припая. Содержание мелкого аэрозоля зависит от интенсивности циклонической деятельности у побережья Антарктиды (выдувание со свободной ото льда поверхности моря и из естественных горных пород на суше). Исключение представляет район моря Содружества (залив Прюдс) и район оазиса Ширмахера (станция Новолазаревская), где летом на горах отсутствует снег и происходит интенсивное выдувание взвешенных частиц, количество которых в приводном слое атмосферы увеличивалось в 4–5 раза.

В прибрежных районах Антарктики провели изучение ОС во всех стадиях роста припайного льда. Максимальное концентрирование ОС происходит в снежуре: С_{орг} – в 7,5, липидов – в 2,8, АУВ – в 3,8 и взвеси – в 6,2 раза; отношение взвешенных к растворенным формам для алифатических УВ (АУВ): $AYB_p/AYB_p = 2.25$; $Л_B/Л_p$ (липидов) = 2,30. Очевидно, при попадании на морскую поверхность и в ходе образования снежуры происходит извлечение ОС из поверхностной пленки морской воды – ПМС, которая обогащена всеми элементами, по сравнению с подповерхностной морской водой [5]. Особенно это относится к гидрофобным малорастворимым соединениям, обладающим большим сродством

к поверхностям раздела фаз вода – атмосфера и вода – твердые частицы взвеси. В блинчатых льдах и ниласе содержание изучаемых соединений также оказалось выше, чем в подледной воде. При образовании молодого льда происходит «захват» или «фильтрация» суспензии в ледяной слой из воды, что приводит к механическому концентрированию взвеси и увеличению содержания взвешенных форм изучаемых ОС. Вода при волнении на поверхности, размягчая лед, оказывает на его структуру двойное действие: увеличивает число каналов и капилляров во льду, а также расширяет их диаметр, что интенсифицирует процессы обмена между водой и льдом [2]. Большой диаметр каналов на нижней поверхности льда способствует увеличению потока воды в лед над выходом рассола. Поэтому при солености морской воды 33,7 ‰, соленость блинчатого льда составляет 32,9 ‰, а ниласа – 21,3 ‰. Этот процесс способствует увеличению содержания ОС в раствореных формах блинчатого льда и ниласа по сравнению со снежурой.

Наиболее высокие концентрации ОС, превышающие в 10–20 раз величины, определенные в морских и озерных льдах Антарктиды, установлены в районе колоний пингвинов (припайный лед о-ва Буромского, озеро на о-ве Хасуэлл). В толще льдов происходит резкое изменение их форм миграции от слоя к слою. Максимум концентраций приурочен не к нижнему коричнево-зеленому слою, обогащенному водорослями, а к поверхностному, содержащему экскременты пингвинов (до 100 мкг/л для АУВ, что в 10 раз выше, по сравнению с фоновыми концентрациями), при этом наряду с АУВ происходит рост содержания низкомолекулярных полиаренов.

Таким образом, увеличение концентраций различных соединений в Арктике в снеге и в верхних слоях льда, как правило, происходит из-за загрязнения атмосферы, в Антарктике – из-за образования взвеси и ОС на границе снег – лед (образования инфильтрационного льда при его погружении в воду при сильном снегопаде [3]). Поэтому снежный покров выступает в качестве «планшета», который концентрирует «свежее» загрязнение не только атмосферных осадков и воздуха, но и последующего загрязнения льда и вод, т.е. снежный покров обладает свойствами, делающими его удобным индикатором состояния экосистемы.

В Антарктике во льдах доминировали автохтонные, а в Арктике – аллохтонные алканы (рис. 2), т.е. антарктический снежно-ледяной покров по составу кардинально отличается от арктического.

Фитопланктон и морские организмы вносят заметный вклад в формирование состава ОС ледяной взвеси. При этом наряду с АУВ, которые синтезируются фитопланктоном, происходит образование ПАУ, и не только на границе лед – вода, как это наблюдалось в многолетних арк-



Рис. 2. Состав алканов в снежно-ледяном покрове: а – Антарктика (залив Прюдс, море Содружества): 1 – снег, 2 – лед, вверх, 3 – лед середина, 4 – лед низ; б – северная часть Баренцева моря: 1 – снег, 2 – лед верх, 3 – лед низ

тических льдах, но и в слое снег – лед. Считается, что ПАУ образуются, в основном, при горении различных видов топлива и при медленной (миллионы лет) ароматизации в геохимических процессах таких распространенных в природе соединений, как стеролы и тритерпены [6]. Обнаружение ПАУ не только в паковых, но и в сезонных льдах свидетельствуют о том, что их образование протекает достаточно быстро даже в условиях высоких широт.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-05-00094а; гранта Президента РФ (НШ-2236.2006.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

Литература

1. Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–74.

2. Черепанов Н.В., Федотов В.И., Тышко К.П. В кн. Кристаллическое строение морского льда // Морской лед. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. С. 36–37.

3. *Melnikov I.A.* Winter production of sea ice algae in the western Weddell Sea // J. Mar. Systems. 1998. V. 17. P. 195–205.

4. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадкообразование в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

5. *Немировская И.А.* Углеводороды в океане (снег-лед-вода-взвесь-донные осадки) М.: Научный мир, 2004. 328 с.

6. Becker M., Glavin D., Bada L. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Antarctic Martian meteorites, carbonaceous chordates, and polar ice // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61, № 2. P. 475–481.

Б.Л. Никитенко¹, Б.Н. Шурыгин¹

Палеогеография Арктического бассейна в ранней и средней юре

Раннеюрский и ааленский этап развития Арктического бассейна характеризуется рядом ярких событий. Седиментогенез арктических морей в значительной степени контролировался трансгрессивно-регрессивными событиями, во многом обусловленными эвстатикой. Нижнетоарские темно-серые, обогащенные органическим веществом глины (местами битуминозные), прослежены практически по всему Арктическому бассейну. Во второй половине аалена в Сибири произошла структурнотектоническая перестройка, вызвавшая изменения седиментационного режима на большей части территории. В арктической части Аляски в конце позднего аалена фиксируется крупный перерыв в осадконакоплении.

В течение ранней юры и аалена связи биоты Арктики и Палеопацифики существовали постоянно, тогда как с Палеоатлантикой связи были лишь периодическими и усиливались в периоды крупных трансгрессий, сопровождавшимися потеплением климата. В начале позднего плинсбаха в арктических микробиотах появляются первые таксоны-мигранты из морей на северо-западе Западной Европы. В середине позднего плинсбаха, в начале раннего тоара, в раннем аалене западноевропейские элементы уже практически постоянно присутствуют в сообществах. В конце позднего аалена связи с Палеоатлантикой прерываются и сообщества микробентоса Арктики и северо-запада Европы существенно различаются. В течение юры периоды устойчивого развития сообществ бентоса арктических палеобассейнов чередовались с кризисами, во время которых происходила перестройка структуры сообществ. Сравнительный анализ таксономического разнообразия ассоциаций бентоса юры в разных фациальных районах бореальных бассейнов позволяет выявить

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

этапность в развитии ассоциаций, установить определенные временные реперные уровни наиболее резких таксономических и структурных перестроек [1]. Основными причинами, влиявшими на своеобразие арктического бентоса в юре, были климатическая зональность и особенности палеогеографии [2]. Учитывая специфику арктических биот в мезозое, можно предположить существование глубоководного бассейна, который должен был находиться в Арктике в течение мезозоя [3 и др.].

В начале геттанга в бореальных бассейнах фиксируется трансгрессия. На северо-западе Европы в геттанге – раннем плинсбахе формируются глины, алевриты и известняки, тогда как в арктических морях отлага-лись пески, илы и в наиболее глубоководных частях, удаленных от палеоберега, – глины. Моря северо-запада Европы были мелководными и периодически опреснялись. По таксономическому составу европейские и арктические ассоциации микробентоса резко различаются. В позднем плинсбахе и раннем тоаре в Арктическом бассейне и в морях северозапада Европы отмечается ряд практическом оассеине и в морях северо-запада Европы отмечается ряд практически одновременных биотиче-ских и абиотических событий. Одним из самых ярких является раннето-арский кризис биоты [1, 4–7]. Начало позднего плинсбаха в арктических бассейнах характеризуется трансгрессией. Климат был теплым и влажным, во многих районах Северного полушария отмечается угленакопле-ние. Таксономическое разнообразие микробентоса в арктическом бас-сейне и морях северо-запада Западной Европы постепенно растет. Вместе с трансгрессией на фоне теплого климата в сообществе микробентоса арктических палеоморей происходит внедрение ряда таксонов-мигрантов. В конце плинсбаха в Арктическом бассейне отмечается рег-рессия. На фоне эвстатического падения происходило достаточно резкое похолодание. В это же время происходила постепенная аридизация климата [8]. Акватории становились более мелководными, возможно, возникли географические барьеры, изменились конфигурация морского дна и система морских течений. Все это привело к частичному нарушению и система морских течений. Все это привело к частичному нарушению биотических связей с западноевропейскими морями. Однако внутри Арктического бассейна миграции микробентоса продолжались. В начале раннего тоара начинается потепление климата и одновременный существенный подъем уровня моря. В основании нижнего тоара происходит значительное обновление видового и родового состава арктического бентоса. Кризис биоты раннего тоара был вызван глобальными причинами. В самом конце позднего плинсбаха произошли эвстатическое падение уровня моря, похолодание и изменение подводных ландшафтов; в начале раннего тоара – глобальное потепление климата, крупный эвстатический полтем. тический подъем уровня моря, смена конфигурации подводных ланд-шафтов, вызвавшие изменения циркуляции течений и широкое развитие



⇐ Этапность развития бентоса и нектона в юрских сибирских палеобассейнах и основные абиотические факторы (данные по этапности аммонитов, белемнитов и двустворок по: [11]). 1 – глендониты; 2 – стагнационные обстановки; 3 – регрессия; 4 – трансгрессия; 5 – потепление; 6 – похолодание. Основные направления миграций: 7 – с запада; 8 – с востока

стагнационных обстановок. Как следствие резкой смены основных абиотических факторов, в течение относительно короткого периода времени произошло резкое обеднение биоты, что привело к новому этапу развития сообществ.

В конце плинсбаха и в начале тоара на юге Африки и в Антарктиде формируется крупная трапповая провинция Кару-Феррар. Абсолютные датировки лав Кару-Феррар показывают относительно короткий интервал крупных извержений, приходящийся на границу плинсбаха и тоара [9]. Вулканическая деятельность приводит к выбросам в атмосферу больших количеств CO₂. Это и кумулятивный эффект последовательных крупных извержений может привести к существенным климатическим перестройкам. Потепление в начале тоара, вызванное вулканическим CO₂, могло быть причиной растворения значительного количества газа-гидрата [10], что привело уже к крупномасштабным климатическим изменениям.

Кризис микробиоты в арктических морях проявился более ярко, чем в западноевропейских. Так, в Арктике полностью обновился родовой и семейственный состав остракод. Значительно сменились видовой и, частично, родовой составы фораминифер [6]. В конце раннего тоара начинается регрессивный этап развития Арктического бассейна. Происходит дифференциация седиментационных обстановок. В конце тоара регрессия, начавшаяся еще во второй половине раннего тоара, уже в раннем аалене сменяется трансгрессией арктических бассейнов. В это время климат становится более холодным и гумидным по сравнению с раннетоарским [8]. В начале средней юры в районе Северного моря формируется серия географических барьеров, разделяющих Арктические и Бореально-Атлантические бассейны и затрудняющих взаимные миграции микробентоса.

Биогеографическое районирование раннеюрских и ааленских арктических бассейнов позволило выделить ряд биохорем в ранге областей и провинций. Установлено, что положение границ провинций и областей, оконтуренных по разным группам микробентоса, не совпадает и изменяется во времени. Экотоны между областями (Северное море) на разных этапах меняли свое положение и входили в состав то арктической области, то бореально-атлантической.

Литература

1. Никитенко Б.Л. Палеобиогеография ранней юры и аалена Арктики по микробентосу (фораминиферы и остракоды) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 1. С. 63–84.

2. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 188 с.

3. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 155–181.

4. *Hallam A*. The Pliensbachian and Tithonian extinction events // Nature. 1986. V. 319. P. 765–768.

5. *Nikitenko B.L., Shurygin B.N.* Lower Toarcian black shales and Pliensbachian-Toarcian crisis of the biota of Siberian paleoseas // 1992 Proceeding International Conference on Arctic Margins, Anchorage Alaska. U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Alaska Outer Continental Shelf Region. Anchorage. USA, 1994. P. 39–45.

6. *Nikitenko B.L., Mickey M.B.* Foraminifera and ostracodes across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the Arctic Realm // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2004. V. 230. P. 137–173.

7. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах – тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 61–80.

8. Zakharov V.A. Climatic Fluctuations and Other Events in the Mesozoic for the Siberian Arctic // Proceeding International Conference on Arctic Margins, Anchorage, Alaska. U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Alaska Outer Continental Shelf Region. Anchorage. USA. 1994. P. 23–28.

9. *Palfy J., Smith P.L.* Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism // Geology. 2000. V. 28, № 8. P. 747–750.

10. *Hesselbo S.P., Grocke D.R., Jenkyns H.C. et al.* Massive dissociation of gas hydrates during a Jurassic oceanic anoxic event // Nature. 2000. V. 406. P. 392–395.

11. Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Палеобиогеография и зональная стратиграфия нижней и средней юры Сибири на основе стадийности в развитии моллюсков // Геология и геофизика.2005. Т. 46, № 3. С. 239–255.

12. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 99–128.

История формирования осадочных бассейнов морей Дальнего Востока и Восточной Арктики

Доклад основан в основном на обобщении данных, полученных ДМНГ (г. Южно-Сахалинск). Цель обобщения – создание схемы строения, истории и углеводородного потенциала шельфовых бассейнов Дальнего Востока и Восточной Арктики (рисунок).

Область осадочных бассейнов морей Дальнего Востока расположена в зоне, где как минимум с мелового времени до современности существует окраинно-континентальная субдукционная система, определявшая основные черты геодинамики региона.

Главная особенность среднемеловой эпохи состояла в том, что Охотско-Чукотский и Сихоте-Алинский вулканические пояса имели окраинно-континентальное положение и напоминали современные Анды, граничашие с Тихим океаном.

Следующая эпоха формирования региона - конец позднего мела палеоцен. Это время формирования огромного аккреционного окраинно-континентального орогена, формировавшегося при причленении к краю Азии разнообразных террейнов. Основной частью этой системы является Кони-Тайгоносско-Корякский аккреционный ороген (включающий Охотоморский композитный террейн).

Кульминацией раннекайнозойских аккреционных событий было столкновение края Азии с Олюторско-Камчатским террейном (Озерновско-Валагинской вулканической дугой) в раннем эоцене (около 55-52 млн лет назад). Это событие привело к финальной общей орогении во всем позднемеловом-раннезоценовом орогене и к финальной коллизии в зоне Восточно-Сахалинского орогена.

Важный этап в истории региона – средний-поздний эоцен. Вероятно, это время регионального коллапса (растяжения) раннезоценового орогена и формирования многочисленных орогенных впадин рифтовой природы в зоне более раннего орогена. Это событие совпадает с выводом на поверхность (эксгумацией) метаморфических комплексов Камчатки (зоны поднятия Срединного хребта) в ходе растяжения [1]. Фрагменты средне-позднезоценовых бассейнов растяжения известны в Охотомор-

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

 ² Дальморнефтегеофизика (ДМНГ), Южно-Сахалинск, Россия
³ ОАО «НК "Роснефть"», Москва, Россия



Тектоническая схема Дальнего Востока и Восточной Арктики с показам основных осадочных бассейнов (серый цвет)

ском регионе (люкаминская свита и ее аналоги). В районе Берингова моря в среднем-позднем эоцене после эпохи орогении произошла перестройка кинематики плит и зона субдукции гипотетической дуги Ширшова-Бауэрс потеряла стационарное положение и стала откатываться на юг, создавая значительное задуговое растяжение. Вероятно, в связи с этим вся область района современного Алеутского бассейна стала испытывать растяжение. Результатом этого растяжения стало формирование пояса рифтов Анадырский–Наваринский и раскрытие задугового Алеутского бассейна с океанической корой. Северо-восточный край Алеутского бассейна трансформировался из зоны рифтинга в рифтовую пассивную окраину, а северо-западный – в зону со значительным сдвигом, т.е. в сдвиговую или трансформную пассивную окраину. Для таких окраин типично сочетание грабенов, сдвигов и бассейнов типа пулл-апарт.

Олигоцен – это основная эпоха формирования рифтов в Охотоморском регионе. Основная часть олигоценовых рифтов Охотского моря примерно параллельна Камчатской субдукционной системе, а не Курильской. Из этого следует, что главная причина олигоценового рифтинга – это откат с некоторым вращением против часовой стрелки Камчатской зоны субдукции, при более стационарном положении Курильской зоны субдукции (вероятно некоторое задуговое растяжение и в тылу Курильской дуги). В олигоцене, видимо, продолжились процессы рифтинга в Анадырском, Наваринском и Хатырском бассейнах.

К началу миоцена между субдукционными системами Камчатской и Ширшова–Бауэрс–Алеутской образовался острый угол, что является геодинамически неустойчивым. Это привело к тому, что этот угол отрезался новообразованной Командорской зоной субдукции, а в самом «углу» начался задуговой спрединг новой океанической коры при продолжении субдукции более древней литосферы под Северную Камчатку и дугу Ширшова–Бауэрс. Процесс отчленения Командорского бассейна также был обусловлен началом коллизии Кроноцкого террейна с Камчатско-Командорской зоной субдукции. Также в миоцене произошел откат Курильской зоны субдукции и образовался Курильский задуговой бассейн. Возможно, как считает Б. Баранов, Курильский бассейн образовался при расколе олигоценовой вулканической дуги. Сосредоточение основных процессов растяжения и спрединга в Курильском и Камандорском бассейнах привело к прекращению растяжения и рифтинга в олигоценовых рифтовых системах, и они стали испытывать региональное пострифтовое погружение. Примерно к середине миоцена процессы задугового спрединга и рас-

Примерно к середине миоцена процессы задугового спрединга и растяжения закончились и стали сменяться процессами сжатия. К концу миоцена Кроноцкий террейн причленился к Камчатке. В позднем миоцене–плиоцене активно формировалась Сахалинская правосторонняя транспрессионная зона. Это привело к инверсионным деформациям и формированию многочисленных складок, в разной мере сопряженных с разломами. В области Западно-Камчатского бассейна проявилась компрессионная складчатость. Деформации сжатия проявились и в зоне Анадырского бассейна.

Осадочные бассейны Восточной Арктики пока изучены неравномерно. Мы их разделим на несколько групп.

Бассейн (трог) Ханна расположен в Северо-Американской части шельфа. В бассейне выделены следующие тектоностратиграфические единицы: синрифтовый нижнеэлсмирский комплекс (верхний девон – нижняя пермь); пострифтовый верхнепермский-юрский комплекс; наложенный меловой комплекс краевого прогиба бассейна Колвилл; кайнозойский региональный чехол. В ряде зон Трог Ханна осложнен сбросами позднеюрско-раннемелового возраста. Краевой прогиб Колвилл расположен севернее фронта позднеюрских-меловых надвигов Геральд-Брукса. Это типичный краевой прогиб, расположенный по северному краю позднеюрско-раннемелового орогена Новосибирских островов – Чукотки – хребта Брукса. Бассейн Колвилл прослеживается от северной Аляски и до северного края о-ва Врангеля. Более западное его продолжение пока гипотетично. Севернее краевого прогиба проходит сводовое линейной поднятие Барроу, которое рассматривается как периферическое поднятие (bulge), формировавшееся в связи с погружением краевого прогиба (примерно как антиклиналь, сопряженная с синклиналью).

Северо-Чукотский бассейн является крупным осадочным бассейном. Мощность его осадочного заполнения превосходит 15–17 км. У прогиба сбросовые границы, и он имеет явно рифтовое или сдвигово-рифтовое происхождение. В Северо-Американской части Чукотского шельфа обосновано, что основная мезозойская фаза рифтинга имела позднеюрско-барремский возраст и что рифты перекрыты нижнебрукским (аптальбским) пострифтовым чехлом. Можно предполагать, что Северо-Чукотский рифт формировался до раскрытия Канадского бассейна; вероятно, сразу после начала спрединга в Канадском бассейне рифтинг перешел в пострифтовое погружение в Северо-Чукотском бассейне. Следует отметить, что фаза позднепалеозойского рифтинга в данном бассейне не исключена.

Цепочка бассейнов Биллингса–Шмидта–Хоуп–Коцебу наложена на мезозойский ороген со складчатостью в раннем мелу (апте и древнее). Все бассейны имеют сбросовые ограничения и определенно имеют рифтовую природу. Грабены Биллингса, Шмидта и Хоуп ориентированы кулисно друг относительно друга. Их взаимное расположение может указывать на их генезис в условиях правосторонней транстенсии. Можно предположить, что пояс бассейнов Биллингса–Шмидта–Хоуп был эоценовой зоной растяжения и правостороннего сдвига.

В пределах Восточно-Сибирского моря осадочные бассейны изучены слабо.

^{1.} Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.

Материал ледового/айсбергового разноса в осадках хребта Ломоносова

В 2007 г. в ходе российской экспедиции «Арктика-2007» на атомном ледоколе «Россия» получено около тридцати колонок из южной части хребта Ломоносова. Ниже представлены первые результаты изучения литологии крупной фракции осадков колонки АЛР07-26С, послужившие основой предварительного расчленения осадков и реконструкции палеогеографических особенностей межледниковых и ледниковых эпох.

Материалы и методы. Станция, на которой поднята колонка, расположена на склоне южного отрога хребта Ломоносова (80°48,841 с.ш.; 140°34,739 в.д.) на глубине моря 1359 м. Общая мощность осадков колонки составляет 940 см. Проведена обработка 84 образцов мощностью 2 см, отобранных с интервалом 10 см, по следующей стандартной методике: исходные образцы были заморожены и высушены, взвешены, промыты на сите с диаметром ячеи 63 мкм, снова высушены и взвешены. Литологическое исследование образцов включало определение весового процентного содержания фракции >63 мкм по отношению к исходному непромытому осадку и изучение количества и состава минеральных зерен во фракции >500 мкм. Подсчитывались общее количество терригенных зерен и количество зерен горных пород различного петрографического состава и пересчитывались на 100 г сухого исходного осадка. Для формализации множества разнообразных по петрографическому составу обломков горных пород, все обломки были разделены на 12 групп.

Результаты. По разрезу колонки четко выделяются интервалы повышенного содержания крупнообломочного материала, который, наиболее вероятно, является материалом ледового и айсбергового разноса. Как правило, эти пики совпадают с увеличением процентного содержания фракции >63 мкм. Исключительно большое количество такого материала (до 12644 зерен на 100 г осадка) встречено в интервале 370–390 см, что в 40 раз превышает количество обломков во всех остальных час-тях разреза. Причем некоторые обломки из образцов этого интервала превышают в диаметре 1–2 см. Следующий по величине пик численности крупнообломочного материала в интервале 150–220 см достигает 300

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

² Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

зерен на 100 г осадка. В нижней части разреза, глубже примерно 400 см, и количество обломков, и амплитуда вариаций заметно уменьшаются вплоть до нулевых значений в самой нижней части колонки после 800 см.

Анализ распределения пород разного состава показывает, что гнейсогранитовые породы, свидетельствующие о поступлении материала из районов выходов пород древних кристаллических щитов, являются как бы фоновыми, обломки которых, хотя и неравномерно, но распространены по всей длине колонки, кроме верхних 150 см осадков. В верхней части керна в интервалах 0–250 и 390–580 см преобладают породы, характерные для осадочных платформенных чехлов (кластические породы, известняки, доломиты, филлиты, основные интрузивы). В интервале 640–930 см к этим породам активно добавляются кварциты.

Обсуждение результатов. Во всех ранее изученных колонках с хребта Ломоносова [1, 2, 7] вниз по разрезу, на глубине около 200–300 см, отмечается смена интервалов с выраженной амплитудой колебаний содержания материала фракции >63 мкм интервалами со «сглаженными» колебаниями. Стратиграфия колонок основана на сейсмоакустических и изотопных данных, магнито- и биостратиграфии, радиоуглеродных датировках и ледниково-межледниковых вариациях литологических и геохимических параметров, в частности, прослоев, обогащенных марганцем. В результате исследования было определено, что скорости седиментации в Северном Ледовитом океане в среднем–позднем плейстоцене составляли около 1–2 см•10³ лет, а переход к более контрастным условиям, отмечающийся и в нашей колонке АЛР07-26С, примерно соответствует времени 6-й изотопно-кислородной стадии и отражает реорганизацию палеоокеанологических условий в Северном Ледовитом океане [2, 7].

ям, отмечающийся и в нашей колонке Алгот-20С, примерно соответствует времени 6-й изотопно-кислородной стадии и отражает реорганизацию палеоокеанологических условий в Северном Ледовитом океане [2, 7]. Мы пока не имеем достаточно надежных данных для стратиграфического расчленения осадков колонки АЛР07-26С. Однако некоторые соображения на основании результатов литологического анализа можно высказать, сравнивая наши данные с ранее полученными результатами, основанными на возрастной стратиграфической модели, разработанной М. Якобссоном с соавторами [1]. Ранее было обнаружено, что особенно большое поступление айсбергового материала имело место в течение изотопной стадии 6 и перехода к стадии 5, а также во время перехода от изотопной стадии 4 к стадии 3 [2, 7]. Сейсмоакустические данные и результаты исследования дна с помощью локаторов бокового обзора показали наличие следов выпахивания осадков килями крупных айсбергов или краем шельфового ледника на некоторых участках хребта Ломоносова на глубинах менее 1000 м, имевших место в эпоху общирного оледенения, соответствующего изотопной стадии 6 [2, 3, 5, 6]. Глубина расположения нашей колонки (1359 м) существенно ниже зоны, подвер-

гавшейся этому динамическому воздействию, но мы полагаем весьма вероятным, что резко выраженный пик содержания крупнообломочного материала горизонта 370–390 см соответствует времени дегляциации на границе изотопных стадий 6/5. Именно для изотопной стадии 6 реконструируются ледниковый щит максимального размера, покрывавший шельф Баренцева и Карского морей и простиравшийся далеко на восток, захватывая острова Северной Земли и Таймыр [8]. Логично предположить, что этот огромный щит поставлял большое количество крупнообломочного материала в осадки хребта Ломоносова. По оценке Я.Кристоферсена с коллегами [3], для того, чтобы огромные айсберги с осадкой 800–900 м, выпахивавшие осадки на глубинах менее 1000 м на хребте Ломоносова, могли его достичь, требовалось наличие мощного потока трансформированных атлантических вод в подповерхностном слое, способного их переносить. Это говорит о том, что периоды поступления большого количества материала айсбергового разноса могли сочетаться с условиями мощного притока трансформированных атлантических вод. Второй по величине пик горизонта 150–220 см, скорее всего, приурочен к переходу стадий 4/3. Меньший пик с центром около 260–270 см, возможно, соответствует границе стадии 5/4 [7].

Небольшой пик численности материала ледового/айсбергового разноса в самой верхней части колонки, скорее всего, соответствует голоцену и терминации I, а интервал колонки 30-130 см – последнему ледниковому максимуму и, вероятно, части предшествовавшей ей стадии 3 (учитывая скорости осадконакопления в 1-2 см• 10^3 лет). Судя по почти полному отсутствию крупнообломочных включений и пелитовому составу осадков, их накопление происходило в условиях сплоченного ледового покрова, с небольшим количеством разводий. Это согласуется с выводами о суровых условиях центральной части океана с мощным покровом многолетних льдов во время последнего ледникового максимума, полученными на основе исследования численности планктонных фораминифер и изотопного состава их раковин [4].

фер и изотопного состава их раковин [4]. В колонке АЛР07-26С выше 150 см происходит смена состава пород материала ледового/айсбергового разноса. Исчезают группы гнейсо-гранитовых пород, которые присутствовали в качестве фоновых на протяжении всего разреза. Возможно, они представляли собой материал айсбергового разноса, который достигал района хребта Ломоносова в эпохи более интенсивной циркуляции и дальнего проникновения трансформированных атлантических вод, приносивших влагу, необходимую для развития больших ледниковых щитов. Ближайшим к месту расположения колонки районом, покрывавшимся ледником во время изотопных стадий 6–4, был архипелаг Северная Земля [8]. Возможно, смешанный состав пород среди ледового/айсбергового материала колонки АЛР07-26С отражает преимущественное поступление материала из этого района. Во время последнего ледникового максимума ледниковый щит в Восточной Евразии имел наименьшие размеры за последние 200 тыс. лет, и архипелаг Северная Земля был свободен ото льда [8]. В результате, в составе айсбергового материала колонки АЛР07-26С исчезли «местные» породы, и преимущественное развитие получили кластические породы, характерные для шельфов Баренцева и Карского морей.

Выводы. Изучение материала ледового/айсбергового разноса в осадках колонки станции АЛР07-26С, полученной с глубины 1359 м в южной части хребта Ломоносова, позволило сделать попытку стратиграфического расчленения разреза колонки и реконструкции палеогеографических изменений в центральной части Северного Ледовитого океана. На основе сравнения с имеющимися материалами по датированным колонкам с хребта Ломоносова показано, что ярко выраженные в верхней части разреза пять пиков повышенного содержания терригенного материала приурочены к эпохам перехода от ледниковий к межледниковьям в течение последних ~200 тыс. лет. В такие периоды положение краев ледниковых щитов вблизи бровки шельфа давало возможность поставлять айсберги, и, в то же время, усиленный приток трансформированных атлантических вод и потепление климата делали ледовый покров менее сплоченным. Эпохи оледенений выражены в пелитовом составе осадков с небольшим количеством терригенных включений.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 08-05-00849).

Литература

1. Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. 2000. V. 28. P. 23–26.

2. Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2001. V. 31. P. 1–22.

3. Kristoffersen Y., Coakley B., Jokat W. et al. Seabed erosion on the Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean: A tale of deep draft icebergs in the Eurasia Basin and the influence of Atlantic water inflow on iceberg motion? // Paleoceanogr. 2004. V. 19. PA3006, doi:10.1029/2003 PA 000985.

4. *Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R.F., Erlenkeuser H. et al.* Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: Atlantic and polar domains of surface water mass distribution and ice cover // Paleoceanogr. 2003. V. 18. P. 8–1 to 8–19.

5. Polyak L., Edwards M.H., Coakley B.J., Jakobsson M. Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms // Nature. 2001. V. 410. P. 453–457.

6. *Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al.* Contrasting glacial/in-terglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2004. V. 203. P. 73–93.

7. Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1455–1483.

8. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of eastern Eurasia // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

Н.И. Павленкова¹

Типы земной коры осадочных бассейнов северо-западной окраины Евразии

На северо-западной окраине Евразии выделено несколько крупных осадочных бассейнов с глубиной до фундамента от 7 до 20 км. Это – Предуральский прогиб в пределах Печорского бассейна, Южно-Баренцевская, Северо-Баренцевская и Южно-Карская впадины в морской части региона и Пур-Гыданская впадина на севере Западно-Сибирской платформы. Структура земной коры и верхов мантии этих впадин детально изучена комплексными сейсмическими исследованиями. Это – работы ГСЗ-КМПВ МинГео СССР 1960–80-х годов в континентальной части и Института физики Земли РАН в Баренцевом море. В настоящее время «Севморгео» МПР проводит крупномасштабные комплексные геофизические исследования всей шельфовой зоны методами ГСЗ и ОГТ [3].

Переинтерпретация старых профилей на новой методической основе и совместный анализ всех полученных в данном регионе сейсмических данных позволяют выделить принципиально разные типы земной коры отмеченных выше впадин, свидетельствующие о разной истории их формирования и развития. Следуя классификации, предложенной в работе [1], выделяется четыре основных типа земной коры: континентальный, океанический, субконтинентальный и субокеанический. Главные различия этих типов определяются скоростью сейсмических волн в консолидированной коре, т.е. составом коры, а также мощностью коры. Континентальная кора имеет мощность не менее 25–30, при этом она практически не сокращена под впадиной и скорости в фундаменте изменяется в пределах 6,0–6,4 км/с, что соответствует гранито-гнейсовым образованиям. Океаническая кора тонкая (не более 10 км), и скорости в коре высокие – 6,8–7,0 км/с (базитовый состав). Субконтинентальная

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

кора отличается от континентальной сокращенной мощностью гранитогнейсового слоя и всей консолидированной коры (подъемом границы М под прогибом фундамента). Субокеаническая кора характеризуется большой сейсмической скоростью (до 7,0 км/с), т.е. основным составом, и существенно сокращенной мощностью. Главное различие между субокеаническим и океаническим типами коры заключается в ее общей мощности: 20–30 км в первом случае и 5–10 км во втором.

В данном регионе выделены все типы земной коры осадочных бассейнов, кроме океанического. Субокеаническая кора характерна для Южно-Баренцевской и Пур-Гыданской впадин (рисунок). Глубина этих впадин более 15 км, граница М под ними поднимается на 5–10 км. Но главной особенностью коры такого типа является большая сейсмическая скорость (до 7,0 км/с) в консолидированной части коры.

По общему структурному плану (по форме границы М и поверхности фундамента) кора Южно-Карской впадины аналогична коре Южно-Баренцевской впадины, но скорости сейсмических волн в ее консолидированной коре существенно ниже (в среднем 6,0–6,2 км/с).

Неожиданной оказалась структура коры южной части Северо-Баренцевской впадины. Здесь наблюдается редкий тип коры, когда граница М не поднимается под прогибом фундамента. Общая мощность коры составляет 32–35 км, мощность осадков – до 10 км. Скорости сейсмических волн в консолидированной коре низкие – 5,8–6,6 км/с, т.е. кора почти полностью представлена гранито-гнейсовым слоем. Кора такого же типа характерна и для впадин Печерской плиты. Как показали результаты переинтерпретации детальных работ КМПВ-ГСЗ в Предуральском прогибе, где толщина осадочного чехла составляет 13 км, граница М не поднимается, а резко погружается в сторону Северного Урала, и сейсмические скорости в верхней части консолидированной коры составляют всего 6,2–6,3 км/с. Ранее по данным менее детального профиля кора этого погиба была отнесена к океаническому типу [2]. Это предположение было основано на выделенных на уровне предполагаемого фундамента волн с высокими скоростями (до 6,5 км/с). Но данные бурения в Мезенской впадине показали, что эти волны связаны с тонким слоем осадочного чехла и ниже него скорости низкие, порядка 6,0 км/с (устное сообщение Ю.Г. Юрова). То есть кора Печорской синеклизы – континентального типа.

Несмотря на существенные различия в структуре земной коры, описанные впадины имеют и сходные особенности. Большинство впадин имеет округлую форму, крутые склоны и достаточно плоское дно. Это означает, что их формирование происходило, в основном, не за счет растяжения земной коры, а в результате плавного проседания отдельных ее



Сейсмические разрезы земной коры Южно-Баренцевской (вверху) и Пур-Гыданской – север Западной Сибири (внизу) впадин.

 изолиния сейсмических скоростей, км/с; 2 – область интерполяции скоростного разреза; 3 – отражающие площадки; 4 – поверхность фундамента; 5 – подошва земной коры, граница М; 6 – зона пониженных скоростей; 7 – донная станция, 8 – пункт взрыва

блоков по системе глубинных нарушений. Наиболее контрастные движения, сопровождавшиеся образованием крупных нарушений, связаны с Уральско-Новоземельской орогенной областью, которая поднималась на общем фоне погружения всей этой территории и способствовала делению коры на отдельные мелкие плиты. Так сформировался крупный разлом, отделяющий Карскую впадину от Новой Земли и проникающий глубоко в земную кору до ее подошвы. Крупный разлом наблюдается в Предуралье, по нему край Печерской плиты погружается в сторону Урала, в результате чего образовалась впадина глубиной до13 км и граница М опустилась до глубины более 50 км.

Разломная тектоника играла большую роль и при образовании Пур-Гыданской впадины вдоль западного края Сибирской платформы (см. рисунок, нижний фрагмент). На ее границе формировались локальные грабены с корой, близкой к океаническому типу, и блоки с аномально высокими скоростями (до 7,2 км/с). Формирование впадин морской части региона также начиналось с образования систем небольших рифтовых грабенов, которые повсеместно выделяются в фундаменте впадин. Затем происходило плавное погружение более крупных блоков. Объяснить это плавное погружение можно различными процессами преобразования вещества коры, приводящими к увеличению ее плотности. Такие преобразования достаточно полно описаны в литературе, чаще всего их связывают с поступлением в кору мантийного вещества, т.е. с базификацией коры. Но не менее важными являются процессы фазовых преобразований вещества коры. Среди них следует выделить процесс эклогитизации пород нижней коры, который может быть одной из причин не только погружения коры, но и подъема границы М (эклогиты характеризуются высокой сейсмической скоростью, равной мантийным породам, но более высокой плотностью).

Большую роль во всех этих преобразованиях коры играют, по всей видимости, глубинные флюиды. Они привносят энергию для фазовых переходов и способствуют их активному протеканию. Мощные потоки энергоемких глубинных флюидов вызывают плавление мантийных пород и поступление их в земную кору. Собственно интенсивность глубинных флюидов определяет тип земной коры будущей впадины. Небольшие потоки инициируют локальные процессы эклогитизации в низах коры и в результате медленное и плавное ее прогибание с образованием впадины континентального типа. Более интенсивные потоки охватывают всю кору, вызывают плавление мантийных пород, т.е. инициируют процесс базификиции коры и формирование субокеанического ее типа. Овальный тип впадин подтверждает это предположение, именно неравномерные потоки флюидов могут создать мозаику таких впадин на большой площади.

Литература

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной ковы Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3–14.

2. Костюченко С.Л., Джи Д., Егоркин А.В., Сапожников Р.Б. Структура и геодинамика земной коры северо-востока Европейской части России // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. 735 с.

3. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М. Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. 2003. № 6. С. 5–20.

Палеогеографические реконструкции условий развития природной среды на островах Анжу в конце позднего неоплейстоцена

Северная часть архипелага Новосибирских островов – острова Анжу и Де-Лонга – в силу специфики их географического положения остаются одним из наименее изученных регионов Российской Арктики [3–6]. Реконструкции природных условий проведены на основе анализа материалов, полученных при изучении разрезов четвертичных отложений севера о. Новая Сибирь и центральной части о-ва Котельный в ходе полевых геолого-геоморфологических исследований экспедиции «Высокопшротная Арктика: природа и человек» (проект «Жохов-2000») в 2001–2003 гг. Радиоуглеродное датирование выполнено в лабораториях ИИМК РАН (руководитель Г.И. Зайцева) и Бета Аналитик (Beta Analitic, США), спорово-пыльцевой анализ проведен М.В. Дорожкиной (ААНИИ), определения растительных макроостатков выполнен Н.В. Стойкиной (Институт биологии КарНЦ РАН).

На севере о-ва Новая Сибирь во внутренней части острова в обнажении Вершина (75°20' с.ш., 148°18' в.д.) вскрывается толща рыхлых отложений, представленная сложнодислоцированными прибрежно-морскими осадками, пластовым льдом и мореной, содержащей отторженцы. Строение этой части разреза свидетельствует о развитии древнего покровного оледенения, возраст которого оценивается как конец среднего неоплейстоцена [1, 2]. Моренные отложения перекрыты торфяником мощностью 0,9–1,5 м и покровным суглинком с тонкими прослоями торфа. Детально была изучена верхняя часть разреза. Датировка подошвы торфяника показала возраст >28000 л.н. (ЛЕ-6184), средней части – 25300±700 л.н. (ЛЕ-6185), кровли -18900±300 л.н. (ЛЕ-6186). Дополнительные датировки показали возраст в интервале 26000±800 л.н. (ЛЕ-6393) – 21200±700 л.н. (ЛЕ-6392). Прослой торфа из покровных суглинков датируется 11900±450 л.н. (ЛЕ-6391).

На о-ве Котельный на правом берегу р. Балыктах в 5 км выше по течению от устья р. Зееберга (75°15' с.ш. 139°54' в.д.) изучен комплекс осадков, слагающих II надпойменную террасу, который представлен отложениями ледового комплекса с сингенетичными повторно-жильными

¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ АА-НИИ), Санкт-Петербург, Россия

² Институт истории материальной культуры (ИИМК) РАН, Санкт-Петербург, Россия

льдами горизонтальной мощностью 5–6 м и перекрывающими их торфяно-болотными отложениями. Данные палеоботанического анализа обеспечены серией из девяти ¹⁴С датировок в интервале от 20840±100 л.н. (Beta-190097) до 9090±40 л.н. (ЛЕ-6368).

Результаты палинологических исследований и анализа растительных макроостатков хорошо согласуются между собой в пределах каждого из изученных разрезов. Кроме того, отмечается уверенная корреляция данных между разрезами, разнесенными друг от друга на 300 км по долготе, что позволило провести реконструкцию палеогеографических условий развития природной среды островов Анжу для конца позднего неоплейстоцена.

Согласно данным спорово-пыльцевого анализа, ландшафты о. Новая Сибирь времени, предшествующего 28000 л.н., представляли собой открытые пространства с разреженными сухими и умеренно увлажненными тундровыми осоково-злаковыми и злаково-осоковыми сообществами, развитыми на слабо задернованном щебнисто-суглинистом субстрате моренных отложений.

Вторая половина каргинского потепления на островах Анжу характеризовалась условиями, благоприятными для торфонакопления, обусловленными некоторым увеличением увлажнения и летних температур. Так, на северо-западе о-ва Котельный в нижней части супесей едомной свиты были вскрыты линзообразные залежи торфа мощностью 0,5–1,5 м, которые датируются в средней части 29750±1100 (МАГ-144) и в кровле – 28220±1000 (МАГ-174) [3]. Близкие по возрасту датировки получены из линз торфа средней части обнажений балыктахской толщи 28640±700 л.н. (ЛУ-1604) и 28410±210 (ЛУ-1751) [4]. Палеоботанические данные, полученные по этим торфяникам, свидетельствуют о существовании в данный интервал времени более теплолюбивой растительности по сравнению с современной флорой о-ва Котельный. Опубликованная обобщенная характеристика спорово-пыльцевых спектров [3] позволяет предположить существование на о-ве Котельный во время образования торфяной залежи травяных осоково-злаковых и полынно-злаковых, а также мохово-травяных сообществ.

Процесс торфонакопления на севере о-ве Новая Сибирь начался несколько ранее 28000 л.н. (вторая половина каргинского потепления) и продолжался непрерывно вплоть до 18900 л.н. – в течение первой половины сартанского криохрона.

В интервале 28000–26000 л.н. на заболоченных тундровых полигонах, в понижениях рельефа в условиях повышенного увлажнения грунтовыми водами развивались низинные травяно-гипновые фитоценозы. Кустарниковый ярус был сильно разрежен, травянистый ярус представлен редкими злаковыми, осоками, пушицей, произраставшими на валиках по краям полигональных озерков. На незадернованных склонах сохранялись разреженные умеренно увлажненные тундровые осоковозлаковые, злаковые и злаково-моховые сообщества. По всей вероятности, сильное обводнение территории было вызвано таянием пластового льда и льда, содержащегося в подстилающих моренных отложениях, в результате потепления, произошедшего ранее 28000 л.н., что привело к образованию мелких зарастающих водоемов в понижениях рельефа. Ландшафты 26000–23000 л.н. характеризовались условиями повышенного периодически избыточного увлажнения, которое существенно

Ландшафты 26000–23000 л.н. характеризовались условиями повышенного периодически избыточного увлажнения, которое существенно возросло по сравнению с предыдущим интервалом. Растительность была представлена сильно обводненными злаково-гипновыми, осоково-злаково-гипновыми и гипновыми тундровыми фитоценозами эвтрофного типа, развитыми в центральных частях полигонов, и осоково-злаковыми сообществами по их периферии.

Во время 23000–18900 л.н. на о-ве Новая Сибирь произошла смена низинных травяно-гипновых фитоценозов, развитых в центральных частях полигонов, переходными пушициево-осоково-гипновыми сообществами, отражающими переход низинных торфяников в фазу атмосферного питания. По периферии полигонов на валиках, на дренируемых повышенных участках рельефа, господствовали травяные (осоково-злаковые, злаковые) тундровые сообщества. Общая тенденция изменения условий увлажнения в сторону ксерофитизации отчетливо намечается по материалам и о-ва Новая Сибирь и о-ва Котельный. В этот интервал времени на о-ве Котельный происходит постепенная смена осоково-злаковых и травяно-моховых фитоценозов злаковыми и злаково-полынными сообществами с широким развитием растений открытых каменистых местообитаний.

Радикальная смена экологических условий произошла после 18900 л.н. и была вызвана резким похолоданием и уменьшением влажности, что привело к прекращению процесса торфонакопления на о-ве Новая Сибирь, обеднению и сокращению проективного покрытия растительности. Растительный покров здесь был представлен отдельными куртинками осок, злаков, полыней. В это время на о-ве Котельный господствующее положение занимают травяные полынно-злаковые и полынные сообщества с группировками растений открытых местообитаний. Следы покровного оледенения во время сартанского похолодания на ове Новая Сибирь и о-ве Котельный отсутствуют.

ками осок, злаков, полыней. В это время на о-ве Котельный господствующее положение занимают травяные полынно-злаковые и полынные сообщества с группировками растений открытых местообитаний. Следы покровного оледенения во время сартанского похолодания на ове Новая Сибирь и о-ве Котельный отсутствуют. После 14500 л.н. по материалам разрезов о-ва Котельный [4, 6] намечается некоторое смягчение криоаридности. Растительность данного интервала была представлена травяными осоково-злаковыми фитоценозами. Отдельные участки были заняты группировками растений открытых каменистых местообитаний. Характерно появление фрагментов травянокустарниковых тундр с карликовой березкой и ивой. Отдельные незначительные участки были заняты травяно-моховыми тундрами.

Рубеж 11900–12000 л.н. характеризуется потеплением и увеличением гумидности, что привело к кратковременному возобновлению процесса торфонакопления на о-ве Новая Сибирь, в результате чего сформировались маломощные прослойки торфа в верхней части покровных суглинков, датируемые 11900±450 л.н. (ЛЕ-6391).

По данным обн. Вершина после 11900 л.н. на севере о-ва Новая Сибирь начался процесс формирования аласов. Датирование подошвы торфяника (мощностью 0,5 м), перекрывающего отложения ледового комплекса, из склона крупной аласной котловины на левом берегу р. Большой показало возраст 10700±360 л.н. (ЛЕ-6176). Начало формирования аласов на о-ве Котельный определяется датировкой 10600±180 (ЛЕ-6365), полученной из основания мощного (3,5 м) торфяника, перекрывающего отложения ледового комплекса. Таким образом, начальный этап аласирования территории на островах Анжу относится ко времени после 11900 л.н., а активизация этого процесса произошла 10600–10700 л.н.

В это время происходит резкая смена полынно-злаковых и злаковых фитоценозов с ограниченным распространением участков кустарниковотравяных тундр злаково-осоковыми и злаково-осоково-разнотравными тундрами с более широким развитием кустарничково-травяных и травяно-кустарниковых тундр.

Климатический оптимум голоцена между 10000–9000 л.н., выделенный для Новосибирских островов [4] и характеризующийся значительным потеплением и увлажнением климата, с уверенностью реконструируется по полученным материалам. Наиболее благоприятные условия для развития травяно-кустарниковых тундровых сообществ с кустарничками и кустарниками березы, ивы, ольховником отмечаются между 9430±100 л.н. (ЛЕ-6367) и 9090±40 л.н. (ЛЕ-6368).

Литература

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 143–145.

2. Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/08. 2008. №12. С. 7–9.

3. Ложкин А.В. Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 2. С. 435–437.

4. *Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф. и др.* Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельный // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. АН СССР. 1989. № 58. С. 58–69. 5. Andreev A.A., Peteet D.M., Tarasov P.E. et al. Late Pleistocene Interstadial Environment on Faddeyevskiy Island, East-Siberian Sea, Russia // Arctic, Antarctic and Alpine Res. 2001. V. 33, № 1. P. 28–35.

6. Makeyev V.M., Ponomareva D.P., Pitulko V.V. et al. Vegetation and Climate of the New Siberian Islands for the Past 15,000 Years // Arctic, Antarctic and Alpine Res. 2003. V. 35, № 1. P. 56–66.

Н.Г. Патык-Кара¹, В.А. Друщиц²

Особенности динамики осадочного материала на шельфе Арктики в позднем кайнозое

Формирование осадочного чехла шельфа арктических морей в позднем кайнозое тесно связано с процессами гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана, охвативших в силу исключительной отлогости арктического шельфа громадные пространства. В течение позднего кайнозоя уровень арктических морей неоднократно понижался до отметок внешнего шельфа, более того, не все трансгрессии достигали или превышали современный уровень. Этот цикл открывает глубокая регрессия на рубеже миоцена и плиоцена, проявившаяся в пределах всего северного шельфа Евразии. Устанавливаются также следы значительной регрессии, по времени отвечающей последнему средненеоплейстоценовому похолоданию (186-127 т.л.), которые сохранились на внешнем шельфе Чукотского моря. Наиболее глубокая береговая линия этого возраста сохранилась на глубине 135 м [1]. Регрессия раннего валдая (90-57 т.л.) достигала -20÷-30 м., однако в период последнего ледникового максимума (23-11,5 т.л.) понижение уровня моря составляло 100 м и более, что привело к осушению шельфа в полосе сотен километров.

Значительные перемещения береговой зоны обусловили массовые перемещения обломочного материала. В начале позднего кайнозоя происходит удлинение и сокращение долинных систем, сопровождавшееся их перестройкой, распадом ранее существовавших и возникновением новых гидрографических узлов. Эти системы вовлекали в переработку различные комплексы пород и осадков. На этом фоне происходило постепенное сокращение роли пород складчатого основания и кор выветривания при возрастающей роли осадков, формировавшихся в холодных

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ледовых и перигляциальных обстановках, в том числе собственно ледниковых и водно-ледниковых осадков и пород ледово-лёссового комплекса. В этот же период начинает формироваться криолитозона. Уже в плиоцене на Баренцево-Карском шельфе накаливались боль-

Уже в плиоцене на Баренцево-Карском шельфе накаливались большие объемы мореноподобных осадков, которые оказывали блокирующее влияние на формирование речного стока, а основную роль в движении осадочных масс начинают играть гляциальные и флювиогляциальные потоки. В трансгрессивные эпохи происходит разнос тонкого материала различного вида течениями и волнением.

Предполагается, что в первой половине плиоцена долины Пра-Лены, Пра-Омолоя, Пра-Яны, Пра-Индигирки в это время удлинялись по сравнению с современными более чем на 1000 км. В пределах Чукотской впадины главной являлась р. Кобук, суммарной протяженностью более1500 км. Реки, берущие начало с северных склонов Чукотского нагорья, по-видимому, сливались в единую систему, главным руслом которой являлся Пра-Ванкарем протяженностью около 700 км [2].

Во второй половине среднего неоплейстоцена выдвинутые на 200– 100 км приморские равнины дренировались несколькими магистральными долинами, в большей и меньшей степени сохранившимися в рельефе современного шельфа. Большинство из них имели ширину до 10–25 км и весьма выположенный продольный профиль с уклоном в пределах равнинной части 0,00004–0,00005.

В период последнего ледникового максимума (23–11,5 т.л. [3]) длина долин на Восточно-Арктическом шельфе увеличилась на несколько сот километров. При этом нарастании отрезки долин использовали ранее существовавшие эрозионные врезы и желоба. Некоторые реки на шельфовом пространстве сливались, образуя крупные долины шириной 80– 90 км. У восточной границы Восточно-Сибирского шельфа сформировалась довольно протяженная долина, главным звеном которой была долина Пра-Чауна. Особенностью этого времени является его скоротечность и, как следствие этого, его катастрофический характер. За короткий срок была дренирована огромная территория шельфа восточной Арктики. В Западной Арктике имели место массовые перемещения значительных объемов пород и осадков на большие расстояния ледниковыми потоками за тот же короткий период.

Неоднократная смена субаэральных и субаквальных условий на огромных шельфовых низменностях современного шельфа и прилегающей суши генерировала возвратно-поступательное движение обломочного материала. В регрессивные стадии за счет развитой долинной сети происходит массовое вовлечение материала в движение в сторону океана. В этот процесс включаются: континентальные образования площадей, которые дренируются реками; пылеватые частицы морских отло-жений, обнажившиеся после отступания моря и переносимые воздуш-ными массами; аллювиальные и склоновые отложения, вторично вовле-каемые в транзит за счет термоабразии бортов долин речным стоком. В настоящее время эти процессы можно наблюдать в долине р. Маккензи.

В трансгрессивные эпохи наблюдается возвратное движение материала от моря к континенту с аккумуляцией главным образом в пределах береговой зоны, где помимо выноса материала с суши под действи-ем флювиальных и волновых процессов, а также ветрового переноса, наблюдается и обратное перемещение материала со стороны моря, особенно усиливающееся в периоды нагонов.

Своеобразие литодинамики арктических морей сводится к наличию льдов, покрывающих их акваторию большую часть года. Но даже для суровых арктических морей с длительностью стояния ледового покрова более 8 месяцев нельзя исключать из осадочного цикла влияние гидро-динамическго фактора. Для Западной Арктики известно влияние многодинамическго фактора. Для Западной Арктики известно влияние много-численных ветвей Нордкапского течения; кроме того, на систему посто-янных течений накладываются периодические приливные течения. У южных берегов Баренцева моря высота подъема уровня при приливе достигает 3 и даже 6 м. Характерной чертой гидродинамической цирку-ляции в Баренцевом море является ее замкнутый характер, вследствие чего тонкий материал не выносится за пределы шельфа [4]. В Карском море сгонно-нагонные колебания уровня в заливах могут достигать 2 м. В море Лаптевых существует несколько полыньей: Восточно-Северозе-менская Таймирская Ленская и Новосибирская Их ширина достигает В море Лаптевых существует несколько полыньей: Восточно-Северозе-мельская, Таймырская, Ленская и Новосибирская. Их ширина достигает нескольких десятков, а протяженность – многие сотни километров [5]. В Чукотском море при штормовых ветрах в свободных ото льда районах развиваются ветровые волны высотой до 6,5 м. Вдоль побережья Чукот-ского полуострова существует Чукотское течение, оно несет холодные распресненные воды Восточно-Сибирского моря к Беринговому проли-ву. Ледовый перенос играет большую роль в литодинамике этих морей. В морях с большим периодом ледового покрытия материал берего-вой термоабразии и материал, выносимый реками, отлагаются преиму-щественно на подводном береговом склоне. Они способны участвовать в обратном движении к континенту при действии волнения и сгонно-

в обратном движении к континенту при действии волнения и сгоннонагонных явлений.

Таким образом, в ледниковые периоды на Западном Арктическом шельфе динамику осадочного материала определяли гляциальные и флювиогляциальные потоки. Разнос материала осуществлялся от центров оледенения. На востоке Арктики основным фактором разноса были флювиальные, долинные системы. В периоды трансгрессий на всей территории шельфовых морей преобладает действие гидродинамического фактора, который формирует возвратно-поступательное движение осадочного материала.

Литература

1. Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1974. С. 9–27.

2. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» / Ред. М.Н. Алексеев. Лландидно, 1991.

3. Hoek W. The Last Glacial – Interglacial Transition // Episodes. 2008. V. 31, № 2. P. 236–230.

4. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

5. Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской полыньи. М.: Научный мир, 1999. 334 с.

А.А. Пейве¹

Аккреция океанической коры Северной Атлантики в условиях косого спрединга

Образование новой океанической коры происходит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (COX), как правило, при направлении спрединга, ориентированном параллельно азимуту расхождения плит, когда ось рифтовой долины ориентирована ортогонально к направлению растяжения (ортогональный спрединг). Это наиболее геодинамически устойчивая конфигурация, способная существовать длительное время в геологической истории. В то же время, в ряде случаев ортогональ к простиранию оси рифтовой долины ориентирована под некоторым углом к направлению растяжения (косой спрединг). Возникающие при этом поля напряжений приводят к образованию более сложных комплексов структур в формируемой океанической коре. Необходимо отметить, что косая ориентировка встречается во всех типах океанских структур, например, среди разломов различной природы. Более половины рифтовых сегментов Срединно-Атлантического хребта (САХ) севернее 15°с.ш. – это структуры, образованные в условиях косого спрединга при отклонении ортогонали к простиранию формируемого сегмента коры в 10° и более от направ-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ления расхождения плит. Особенно сильные расхождения имеют место в САХ Северной Атлантики (хребты Мона, Книповича и трог Лена). В северной части хребта Мона простирание оси рифтовой долины северо-восточное (050°), в южной части хребта Книповича – северосеверо-восточное (050), в южной части хреота книповича – северо-северо-западное (350°). Изменение генерального простирания долины плавно происходит между 73°40' с.ш. и 74°10' с.ш. Рифтовые впадины южнее 74°47' с.ш ориентированы в северо-восточном направлении (030°). Еще южнее, хребты в рифтовой долине морфологически не вы-ражены, а простирание рифтовых впадин постепенно приближается к простиранию самой рифтовой долины (020°), что соответствует структурам ортогонального спрединга. Дно рифтовой долины на севере хребта Книповича представляет собой систему эшелонированных впадин, разделенных линейными, кулисообразно расположенными хребтами, протягивающимися в северо-восточном направлении. Протяженность сегментов около 30-40 км. Такой структурный рисунок обусловлен косым спредингом, который для этого района составляет 20°. Поле напряжений обусловлено расхождением Гренландии и Евразии по азимуту около 110° (разломная зона Де Гир), реализуется также в виде структур растяжения, с формированием крупноамплитудных листрических сбросов в пределах бортов рифтовой долины, ориентированных в меридиональном направлении и наклоненных в сторону оси рифтовой долины. Переходная область между структурами хребтов Книповича и Гакке-

Переходная ооласть между структурами хреотов Книповича и Гакке-ля состоит из системы разломов и трогов растяжения, соединяющих сегменты спрединговых хребтов Книповича и Гаккеля. Это аккрецион-ные сегменты (хребет Моллой и трог Лена), разделенные правосторон-ними трансформными смещениями (разломы Моллой и Шпицбергенский). Формирование косых внутририфтовых структур характерно как для континентальных, так и для океанических рифтовых систем. Возникаю-щее поле напряжений приводит к формированию в рифтовой долине

песе ноле напряжении приводит к формированию в рифтовой долине впадин и поднятий, разделенных сбросами и сдвигами, ориентирован-ными под некоторым углом к простиранию оси СОХ. В зонах растяже-ния формируются эшелонированная система внутририфтовых впадин и вулканических поднятий под углами 15–45° и сдвиги под углами 10–20° по отношению к направлению спрединга [1, 2]. Как видно из анализа структур хребтов Мона и Книповича, при отсутствии трансформных разломов линейные поднятия и троги образуют кулисообразную эшело-нированную систему, соединенную зонами аккомодации напряжений. Там, где отклонение нормали к простиранию рифтовой долины от направления расхождения плит велико, внутририфтовые хребты часто имеют сигмоидальную форму в зонах сочленения с бортами рифтовой долины, ограниченными сбросами [3, 4]. Эти разломы являются частью

системы релаксации косого растяжения и сопровождаются дизъюнктивными нарушениями в океанической коре.

Явления косого спрединга широко развиты в медленноспрединговых хребтах. Вероятно, это обусловлено тем, что в этих структурах литосфера более холодная, процессы формирования коры замедленны, что позволяет полю растяжения, не соответствующему простиранию рифтовой долины, релаксировать с образованием системы внутририфтовых структур независимо от общего простирания системы спрединговых хребтов. Ориентировка спрединговых хребтов определяется начальными этапами раскола и расхождения плит, в то время как внутририфтовые структуры являются локальными, менее глубинными и контролируются в условиях косого спрединга величиной отклонения направления растяжения от ортогонали к простиранию оси СОХ, в значительной степени предопределенной предшествующей историей развития СОХ. Сегменты рифтовых зон с косым спредингом являются наиболее тектонически подвижными структурами по сравнению с участками коры, сформированными при ортогональном спрединге, вероятно, из-за большей тектонической активности таких областей [5]. СОХ с косым спредингом, как правило, не расчленены трансформными разломами, ограничиваясь существованием зон аккомодации, а их сегментация контролируется малоглубинными тектоническими факторами, а не мантийной конвекцией. При этом наблюдаются значительные вариации мощности коры по простиранию рифтовой зоны. Это видно в структурах (в рельефе и гравитационном поле) на флангах СОХ [5].

Поле) на флангах СОХ [5]. Для медленноспрединговых хребтов, в том числе существующих в условиях косого спрединга, характерны амагматические аккреционные сегменты. В отличие от магматических сегментов, они могут иметь любую ориентировку относительно направления спрединга [4]. При косом спрединге несколько уменьшаются объемы выплавок при декомпрессионном плавлении по сравнению с ортогональным, что тоже способствует формированию амагматических сегментов.

Аккреционные структуры косого спрединга могут возникать не только в рифтовых зонах СОХ, но и в мегаразломных зонах. В Северной Атлантике это зона Де Гир, которая длительное время являлась континентальным сдвигом межу Гренландией и Евразией. При существенном изменении направления расхождения данных плит, она трансформировалась в комплекс разнообразных аккреционных структур косого спрединга. На юге – разлом стал развиваться подобно существовавшему южнее хребту Мона, превратившись в спрединговый хребет Книповича, севернее – трансформировался в две разломные зоны (Моллой и Шпицбергенский), разделенные небольшим аккреционным сегментом Моллой.



Схема расположения линейных магнитных аномалий по работе [6]. 1 – континенты, 2 – структуры с континентальной корой, 3 – области распространения предположительно утоненной континентальной коры, 4 – ось САХ, 5 – разломные зоны, 6–7 – линейные магнитные аномалии (цифры обозначают номера хрон): 6 – установленные, 7 – предполагаемые, 8 – направления относительного движения Гренландии и Евразии, начиная с 33 млн лет

На самом севере мегаразломная зона Де Гир находится в стадии трансформации от сдвига к сдвиго-раздвигу (трог Лена). Существует ли аккреция в этом троге, или это пока только деструктивная структура? К сожалению имеющихся данных недостаточно для однозначного ответа. Если судить по морфологии, то каких-либо аккреционных структур, характерных для косого спрединга, в его пределах не выявлено. В то же время, имеющиеся не очень надежные данные по линейным магнитным аномалиям говорят об аккреции в его пределах, по крайней мере, в последние 3 млн лет.

Литература

1. *Fournier M., Petit C.* Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms // J. Struct. Geol. 2007. V. 29. P. 201–208.

2. *Taylor B., Crook K., Sinton J.J.* Extensional transform zones and oblique spreading centers // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, № B10. P. 19707–19718.
3. *Пейве А.А., Чамов Н.П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 37–57.

4. Dick H.J., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405–412.

5. Wijk J.W., Blackman D.K. Development of en echelon magmatic segments along oblique spreading ridges // Geology. 2007. V. 35, № 7. P. 599–602.

6. Engen Ø., Faleide J., Dyreng T. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. V. 450. P. 51–69.

В.И. Петрова¹

Органическое вещество донных отложений евразийской континентальной окраины: обзор фактических материалов и возможности геологической интерпретации

Изучение рассеянного органического вещества (РОВ) донных отложений, одного из основных компонентов биогеохимической системы Мирового океана, способствует пониманию долгопериодных (до 10⁸ лет) изменений в глобальном цикле углерода, устанавливая смену биогенных предшественников исходного органического материала и/или свидетельствуя о климатических изменениях, а также дает представление о трендах эволюции древних осадочных толщ [1].

Являясь неотъемлемой частью донных осадков и осадочных пород, РОВ образует с минеральной матрицей прочные комплексы на основе химических и сорбционных связей. Прочно связанное с минеральными частицами РОВ проходит с ними весь путь от зоны иммобилизации до бассейна конечной седиментации, кодируя в своей молекулярной структуре геологическую судьбу осадочного материала, что позволяет выявлять источники его поступления, пути переноса и особенности преобразования в литогенезе.

Необходимым звеном исследований в данном направлении является изучение латеральной изменчивости композиционного состава РОВ, маркирующего потоки морского, определяемого биопродуктивностью, и терригенного осадочного материала и, как следствие, отражающих смену условий осадконакопления. Еще более углубленную геохимическую информацию дает исследование состава РОВ на уровне молекулярных

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

структур (молекулярных маркеров). Реликтовые биомаркеры (алканы, цикланы, арены) наследующие строение углеродного каркаса и особенности стереохимии живой клетки биогенных предшественников служат «биологическими метками», или «хемофоссилиями», и дают информацию для генетических и литофациальных реконструкций [2, 3, 4].

Целенаправленное изучение органической составляющей донных осадков акваторий было начато в середине 1970-х годов с момента создания НПО «СЕВМОРГЕО», основной задачей которого была оценка минерально-сырьевого потенциала Мирового океана. География районов исследования охватывала как полярные районы Мирового океана, так и экваториальные. В результате был накоплен обширный фактический материал и создана база данных (более 3000 донных станций) по распределению, компонентному и молекулярному составу РОВ донных осадков. Проведенные исследования позволили составить представление об

Проведенные исследования позволили составить представление об органогеохимическом фоне донных осадков и его вариациях в зависимости от морфоструктурных и литолого-фациальных условий осадконакопления. Были выявлены основные факторы, контролирующие формирование углеводородного фона донных осадков, разработаны теория геохимии полиароматических углеводородов как неотъемлемой составляющей РОВ донных осадков и осадочных пород и методика диагностики геохимических аномалий экзогенной и эндогенной природы, предложена методология и структура геохимического мониторинга трансрегионального, регионального и локального масштабов.

Исследования в Арктическом регионе посвящены изучению индикаторных функций РОВ в геологических процессах и развиваются по четырем основным направлениям.

тырем основным направлениям. **1. Изучение региональных и субрегиональных особенностей распределения и генезиса РОВ осадочных отложений Арктического** шельфа. В результате изучения материалов, полученных в ходе многочисленных научно-исследовательских российских и международных экспедиций 1991–2005 гг., были выявлены субрегиональные особенности формирования органогеохимического фона донных отложений шельфовых областей Евразийской континентальной окраины, построены цифровые карты распределения основных компонентов ОВ – С_{карб}, С_{орг}, гуминовых кислот, битумоидов и углеводородов. На основе корреляции молекулярных маркеров был определен генезис РОВ, выявлен вклад гидробионтной, гумусовой и микробиальной составляющих. Было установлено, что в юго-запалной части Баренцева моря РОВ

Было установлено, что в юго-западной части Баренцева моря РОВ донных осадков формируется под влиянием сложного седиментационного режима, суммирующего привнос атлантических вод, береговой сток, береговую абразию и аэрозольный поток; РОВ донных отложений северо-западной и северо-восточной частей Баренцева моря генетически связано с углистыми образованиями основных источников сноса осадочного материала – Шпицбергеном и ЗФИ, а осадки центральной части Баренцева моря испытывают влияние эндогенных процессов. Состав РОВ донных осадков Печорского и Карского морей отражает существенное влияние речного стока, оно формируется преимущественно за счет терригенного осадочного материала.

Исследование источников поступления, путей переноса и особенности формирования РОВ донных осадков морей Лаптевых и Восточно-Сибирского показало значительное латеральное распространение осадочного материала речного стока.

2. Разработка методов молекулярной стратиграфии. По материалам донного опробования, осуществленного в ходе высокоширотных экспедиций НЭС «Академик Федоров», АЛ «Россия» (2000, 2005, 2007 гг.) проводилось изучение РОВ кайнозойских отложений евразийского и амеразийского секторов СЛО. В результате была показана ведущая роль терригенного материала в формировании рыхлого осадочного чехла восточной части СЛО. Наиболее ярко эта тенденция выражена для восточной части лаптевоморского шельфа, прослеживаясь в глубоководных осадках котловины Амундсена вплоть до Северного полюса.

Сравнительное изучение четвертичных отложений восточноарктической континентальной окраины и поднятия Менделеева выявило их принципиальное различие. Было показано, что геохимические параметры РОВ последних не типичны для современных донных отложений и, скорее, характерны для глубоко преобразованных осадочных пород. Комплекс полученных данных позволяет заключить, что в формиро-

Комплекс полученных данных позволяет заключить, что в формировании состава плейстоцен-голоценовых отложений осевой части поднятия Менделеева значительную роль играют древние осадочные породы, содержащие генетически однородное и глубоко преобразованное OB, достигшее уровня мезокатагенеза.

— Разработка субаквальных методов геохимического поиска и прогноза углеводородных залежей. Геохимические методы поиска и прогноза углеводородных залежей основаны на свойстве углеводородных систем формировать литогеохимические аномалии не только в экранах резервуаров, в осадочном чехле над резервуарами, но и в подпочвенных осадочных отложениях и приземном воздушном слое. В субаквальных условиях – это поверхностные донные осадки и придонные воды.

Сравнительный анализ состава и распределения углеводородов в донных осадках Баренцева и Печорского морей показал, что миграционный поток УВ из продуктивных горизонтов является важным фактором формирования локального геохимического фона. При этом его специфика во многом определятся природой углеводородной залежи (нефтяной, газоконденсатной, газовой), что может служить в качестве поискового признака.

– Геохимическое картирование и геоэкология. Изучение антропогенного влияния, в том числе и катастрофического, на морские экосистемы базируется зачастую на прямом определении содержаний (или концентраций) загрязняющих веществ, а широко применяемая до сих пор методология экологических исследований не учитывает существование естественного углеводородного геохимического фона. Между тем, установлено, что обнаружение в осадках широкого спектра углеводородов, например, полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), даже в значительных количествах, не является прямым свидетельством антропогенного воздействия на акваторию [5].

Разработка теоретических основ геохимии ПАУ и обобщение обширного фактического материала позволили составить представление о существовании в донных осадках акваторий устойчивого геохимического фона полиаренов, формирующегося еще на стадии седиментогенеза. Было установлено, что композиционный состав ПАУ определяется суммированием различных потоков вещества (эндогенного, экзогенного), вне зависимости от генезиса – природного или техногенного. Построены цифровые карты, отражающие латеральное распределение полиаренов различного происхождения (пирогенного, нафтидогенного, биогенного) в донных осадках арктических морей и проведена идентификация основных источников их поступления (природных, техногенных). Обобщение результатов явилось составной частью международного отчета «АМАР Oil and PAH Assessment Report» (2007).

Полученная информация легла в основу решения целого ряда практических задач, в том числе для оценки последствий Усинского нефтяного разлива на акваторию Печорской губы, при проведении геоэкологического картографирования мелководья Западно-Арктического шельфа (Кандалакшский залив, Чешская губа, шельф о-ва Колгуев, Обская губа).

Литература

1. Saliot A., Laureillard J., Scribe P., Sicre M.A. Evolutionary trends in the lipid biomarker approach for investigating the biogeochemistry of organic matter in the marine environment // Marine Chemistry. 1992. № 39. P. 235–248.

2. Eglinton G., Murphy M.T.J. Organic Geochemistry: method and results. Berlin: Springer, 1969. 828 p.

3. *Peters K., Moldowan J.* The biomarker guide. Interpreting Molecular Fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersy, 1994. 364 p.

4. *Hautevelle Y., Michels R., Malartre F., Trouiller A.* Vascular plant biomarkers as proxies for paleoflora and paleoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of the Paris Basin (France) // Org. Geochem. 2006. V. 37. P. 610–625.

5. *Yunker M.B., Macdonald R.W. et al.* Alkane, terpane and polycyclyc aromatic hydrocarbon geochemistry of the Mackenzie River and Mackenzie shelf: Riverine contributions to Beaufort Sea coastal sediment // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3041–3061.

Н.А. Петровская¹

Некоторые черты геологического строения Восточно-Сибирского и Чукотского морей

В настоящее время одной из проблем развития топливно-энергетической базы Российской Федерации является изучение геологического строения Арктического континентального шельфа – основной ресурсной базы XXI в.

В акватории российского сектора Чукотского моря, характеризующейся очень слабой геолого-геофизической изученностью, площадные исследования (сейсморазведка МОВ ОГТ 60*, магнитометрия, гравиметрия в объёме 8872 пог. км) были выполнены в 1990 г. СП Polar Pacific. В Восточно-Сибирском море в 1991 г. отработано несколько рекогносцировочных профилей протяжённостью 1540 м.

В американском секторе Чукотского моря пробурено пять разведочных скважин, вскрывших перспективные в нефтегазоносном плане разрезы. В начале февраля 2008 года на шельфе Чукотского моря состоялся тендер, в результате которого были проданы участки общей площадью 120 тыс. км².

Осадочные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей, охватывающие обширные шельфовые пространства Восточно-Арктического региона, в материковой части Чукотского п-ова накладываются на структуры Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых систем. На севере шельфовая платформа погружается в направлении континентального склона. На северо-западе естественным ограничением расположенных в Восточно-Сибирском море бассейнов Вилькицкого и Новосибирском являются острова Новосибирского архипелага.

Шельф западной части Чукотского моря занимает центральная часть Северо-Чукотского и северо-западная часть Лонгско-Чукотского оса-

¹ «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ), Южно-Сахалинск, Россия



Рис. 1. Схема стратиграфической корреляции палеозой-кайнозойских отложений островов Арктики, северной Аляски, глубоких скважин и осадочных бассейнов на шельфе Чукотского моря.

1 – конгломераты; 2 – пески, песчаники; 3 – алевриты, суглинки; 4 – алевролиты; 5 – глины; 6 – аргиллиты; 7 – кремнесодержащие породы; 8 – уголь; 9 – известняк; 10 – известняк глинистый; 11 – песчаник известковистый; 12 – известняк доломитизированный; 13 – доломит; 14 – известковая брекчия; 15 – гипс; 16 – кварциты; 17 – филлиты; 18 – туф риолитовый; 19 – базальт; 20 – гранитоиды; 21 – спикулы губок; 22 – обломки раковин; 23 – палинофлора; 24 – стратиграфическое несогласие; 25 – размыв, ненакопление; 26 – акустический фундамент

дочных бассейнов, а также разделяющее их протяжённое Врангелевско-Геральдское поднятие инверсионного типа. От осадочных бассейнов американского сектора Чукотского моря Северо-Чукотский бассейн отделен структурами Чукотской системы рифтогенных прогибов и поднятий.

Осадочные бассейны различаются стратиграфическим диапазоном, формационным составом и мощностью комплексов выполнения. Возрастная принадлежность выделенных подразделений обоснована как данными бурения на Северной Аляске и в американском секторе Чукотского моря [1], так и временем проявления основных геологических событий, проявившихся на прилегающей суше и сопредельных акваториях [2, 3] (рис. 1).

В осадочном чехле Северо-Чукотского бассейна, для которого характерна наиболее значительная мощность осадочного чехла (более 18,0 км), выделено пять структурно-стратиграфических комплексов: нижнеэлсмирский (верхний палеозой – нижняя пермь), верхнеэлсмирский (верхняя пермь – средняя юра), рифтовый (верхняя юра – нижний мел), нижнебрукинский (нижний-верхний мел) и верхнебрукинский (кайнозой), разделённых несогласиями 3¹ (PU), 3 (JU), 2 (BU) и 1 (mBU) (рис. 2). Лонгско-Чукотский бассейн выполнен отложениями трёх верхних комплексов суммарной мощностью около 5,0 км. В бассейнах Вилькицкого и Новосибирском мощность чехла составляет 10,0–11,0 км.

Перспективы нефтегазоносности в УВ Северо-Чукотского осадочного бассейна могут быть связаны с отложениями широкого стратиграфического диапазона от перми до кайнозоя. В бассейне широко распространены тектонически экранированные структуры, зоны выклинивания и эрозионного срезания, литологические неоднородности разреза. Данные о геологическом строении осадочных бассейнов шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей свидетельствуют о необходимости проведения дальнейших геолого-разведочных работ на нефть и газ.

Литература

1. *Sherwood K.W.* Undiscovered Oil and Gas Resources, Alaska Federal Offshore, As of January 1995.- Anchorage, Alaska: U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Alaska OCS Region. 1998.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(60)-2 – о. Врангеля. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

3. *Kos ko M.K.* Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas, northeastern Russia / M.K. Kos'ko, M.P. Cecil, J.C. Harrison // Geological survey of Canada. 1993. Bulletin 461.





ПРОФИЛЬ SC-90-17

C



Ю прогиб шмидта







Тектонические структуры Баренцево-Карского региона по сейсмическим данным

Строение осадочного чехла и верхов консолидированной коры в Баренцево-Карском регионе изучено относительно более полно, чем строение глубинных частей коры. Глубинное продолжение известных структур коры остается неисследованным, включая характер сочленения крупных осадочных бассейнов с окружающими структурами. Также остается дискуссионным вопрос о механизме возникновения глубоких осадочных бассейнов.

Новые данные о глубинном строении коры рассматриваемого региона и характера плитных сочленений получены по результатам обработки и интерпретации данных по профилям глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с использованием метода однородных функций. Детальные исследования по профилям выполнены Севморгео в пределах «Федеральной программы создания сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин». Метод однородных функций интерпретации и обработки годографов преломленных волн разработан на кафедре сейсмометрии и геоакустики Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Метод основан на 2-мерной модели среды с переменными скоростями и градиентами скорости и с границами раздела.

В качестве исходных материалов для получения сейсмических разрезов были использованы наблюденные годографы по профилям ГСЗ, полученные ФГУНПП «Севморгео» Положение исследованных профилей 1-АР, 2-АР и 3-АР показано на рис. 1.

Полученный автоматически без использования каких-либо априорных данных сейсмогеологический разрез по профилю 1-АР глубиной 54 км отчетливо разделяется на две части: область сложно построенных структур Баренцевской плиты и более спокойную Северо-Баренцевскую впадину.

Кора Баренцевской плиты, где расположены серия поднятий Ферсмана, Федынского и несколько грабенов, трехслойная. Нижняя кора (скорость 6,8–8 км/с, глубина кровли от 20 до 30 км) имеет сложное складчато-надвиговое строение. Выделяются три характерные крупные складчато-надвиговые структуры, положение двух их них совпадает с поднятиями Ферсмана и Федынского. В центре складок обнаружены по-

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



Рис. 1. Тектоническая схема Баренцевского региона и граничных областей, по: (Breivik et al., 2002), дополненная тектоническими элементами, полученными в результате интерпретации разрезов по профилям 1-АР, 2-АР и 3-АР

роды с относительно пониженными значениями сейсмических скоростей. В верхней части разреза слои, образующие складку, «разорваны» на фрагменты. Эти структуры можно интерпретировать как сегменты палеоспредингового хребта (поднятия центральной части Баренцева моря), а пониженные скорости в коре – как останцы магматических камер. В районе свода Ферсмана клиновидная область пониженной скорости поднимается от верхней мантии до глубины 15 км.

В области Кольско-Колгуевской моноклинали на разрезе профиля 1-АР видны структуры сочленения Баренцевской плиты и Балтийского щита. Граница Мохо углубляется здесь до 45 км. Многочисленные разломы свидетельствуют о надвигах нижней коры плиты в направлении щита. Такие структуры характерны для пассивных окраин.

Кора Северо-Баренцевской впадины по данным профилей 1-АР и 2-АР (рис. 2) двухслойная и имеет меньшую мощность (25–30 км). Осадочный слой повышенной мощности (до 15–20 км) характеризуется периодическим строением. В самой верхней части осадочного слоя на глубине до 10 км выделяется серия рифтогенных прогибов шириной около 25 км. Верхняя часть осадочного слоя является хрупкой, так как она разбита разломами, разделяющими блоки протяженностью 50–70 км. Вблизи подошвы осадков скорость достигает значений 5,5–6,2 км/с. Подошва осадочного слоя характеризуется резко расчлененным рельефом, разломы концентрируются только в областях, где подошва высоко приподнята, а опущенные блоки (пластичные?) не включают разломов. Подстилающая мощная (около 10 км) верхняя кора вблизи своей

Подстилающая мощная (около 10 км) верхняя кора вблизи своей кровли обладает пониженной скоростью (до 5,5 км/с), поэтому, возможно, этот слой пластичный. Можно предположить, что формирование структуры «осадочный слой/верхняя кора» происходило по механизму образования несимметричных рифтов по Вернике. Нижняя кора впадины в целом утонена (7–10 км, скорость 6,8–7,8

Нижняя кора впадины в целом утонена (7–10 км, скорость 6,8–7,8 км/с, градиент скорости повышенный), разбита на фрагменты, подстилаемые в мантии зонами с пониженными значениями скорости. Этот слой на профиле 2-АР формирует обширное поднятие в направлении Адмиралтейского мегавала, что сопровождается утонением консолидированной коры и разрывом нижней коры.

Строение Адмиралтейского мегавала (профиль 2-АР, см. рис. 2) во многом идентично строению свода Ферсмана, поэтому можно предположить, что это сегменты одного палеоспредингового хребта, разделенного трансформным разломом в районе Лудловской седловины (см. рис. 1). Предположительно, развитие спредингового хребта завершилось погружением под Новую Землю.





К востоку от Адмиралтейского мегавала выделена шовная зона, отделяющая структуры Баренцевской плиты от Новой Земли. В районе сутуры нижняя кора мегавала разбита на блоки и опущена в сторону Новой Земли (палеосубдукция?). В районе шовной зоны верхняя мантия обладает аномально низкой скоростью (около 7 км/с).

Утоненная нижняя кора Новой Земли (мощность около 10 км) деформирована и образует складку с углами наклона крыльев около 10°, протяженностью в основании 100 км и амплитудой поднятия около 18 км. В замке складки существует разлом, во внутренней части складки – область пониженных скоростей в мантии.

К востоку от Новой Земли профиль 2 АР пересекает Южно-Карскую впадину. Кора впадины имеет двухслойное строение. Мохо прослеживается на глубине 43 км. Максимальная мощность осадочного слоя составляет 12 км. В районе сочленения Новой Земли с Южно-Карской впадиной мощная нижняя кора (20–25 км) впадины образует многочисленные надвиги в сторону Новой Земли. Такой характер сочленения плит свойствен пассивным окраинам континентов.

Южно-Карская впадина на профиле 3-АР характеризуется мощным осадочным слоем, достигающим 15–18 км. Строение консолидированной коры Южно-Карской впадины свидетельствует о том, что здесь мог существовать задуговый бассейн, так как на разрезе получены структуры, которые можно интерпретировать как зону палеосубдукции в районе Северо-Сибирского порога и палеоспрединговую структуру в центральной части моря. Консолидированная кора Южно-Карской впадины в целом имеет двухслойное строение, как и Северо-Баренцевская впадина. Мощность консолидированной коры составляет около 30 км.

На западной половине профиля 3-АР в Печорском море в области Сенгейского свода выделяется структура, обладающая чертами, характерными для центра палеоспрединга. Прослежена область пониженной сейсмической скорости, поднимающаяся от мантии до подошвы осадочного слоя (глубина около 10 км). Эта область окружена блоками коры с повышенными скоростями, характерными для нижней коры или для базальтового (?) слоя коры, раздвинутыми от ее центра по листрическим разломам. Горизонтальные размеры блоков достигают 50–100 км, мощность 10–15 км. В районе этой структуры верхняя кора не выделена.

Наиболее детальная система наблюдений получена на участке профиля, который пересекает Беломорскую впадину. Под Беломорской впадиной в коре выделена крупная складчато-надвиговая структура, наличие которой может свидетельствовать о существовавшей обстановке сжатия в районе континентальной окраины;

Вариации состава и магнитных свойств магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа в связи с проблемой эволюции Северного Ледовитого океана

Коллекция образцов базальтов, андезибазальтов и андезитов отобрана в разных частях архипелага Земля Франца-Иосифа в ходе геологического изучения архипелага, проведенного ФГУНПП «ПМГРЭ» в 1993– 2001 гг. Комплексное исследование коллекции включает радиологические определения возраста. Абсолютный возраст пород, отобранных в 2000–2001 гг., определен в ОИГГМ СО РАН Аг/Аг методом, результаты этих анализов публикуются впервые. Возраст пород, определенный другими методами, приведен по литературным данным [1, 2]. В палеомагнитной лаборатории Мюнхенского университета выполнено комплексное исследование магнитных параметров образцов базальтов и андезитов. Исследование включало определение коэрцитивной силы, намагниченности насыщения, температур Кюри, естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, исследование ферромагнитных минералов под микроскопом.

Образцы отобраны равномерно по всей площади архипелага, коллекция представительна для пород различного состава. Для последующего анализа оказалось удобным сгруппировать образцы в соответствии с их химическим составом и выделить несколько типов пород. Главными окислами, по которым произведено разделение, являются окислы кремния, калия, натрия, кальция, магния и титана. К первому типу (tba-1) отнесены породы, наиболее близкие по составу к океаническим базальтам срединно-океанических хребтов [3]. Далее, по возрастанию содержания кремнекислоты, выделены еще четыре типа пород. Вместе с ростом содержания кремнекислоты в этих группах резко возрастает содержание калия и натрия и уменьшается концентрация кальция и магния.

Если второй (tba-2) из выделенных типов пород трудно привязать к какой-либо конкретной геотектонической ситуации (и поэтому мы назвали его переходным), то третий (trp) весьма близок по составу к континентальным трапповым платобазальтам, образующимся в режиме растяжения континентальной коры. Четвертый тип (ban) включает образцы

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

² ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

пород, промежуточных по составу между базальтами и трахиандезибазальтами и близких по составу типичным породам континентальных рифтов, а пятый (and) состоит из андезитов, пород начальной стадии рифтообразования. Три первых типа обобщенно можно отнести к формации толеитовых базальтов, а четвертый и пятый – к формации андезибазальтов.

Впервые в истории изучения архипелага выделено пять чередующихся периодов образования преимущественно толеитовых базальтов и пород типа андезибазальтов и андезитов. Последовательность можно представить в виде (в скобках – возраст пород, млн. лет): (220) – базальты, (145) – андезиты, (128) – базальты, (120) – андезиты, (114) – базальты (95). Отметим также, что для покровов характерны породы первого типа (tba-1), а для интрузий – второго (tba-2) и четвертого (ban). Отчетливо прослеживается смена преимущественно интрузивного магматизма (юра и начало раннего мела) эффузивным к середине раннего мела.

В лабораторных условиях получены термомагнитные кривые, выполнено температурное размагничивание естественной остаточной намагниченности образцов из коллекции, произведено изучение минералов – носителей магнетизма в микрошлифах.

Температура Кюри определена при анализе термомагнитных кривых, измеренных при насыщении. Наблюдался широкий ряд различных видов кривых. В некоторых случаях доминантным магнитным минералом, очевидно, является богатый титаном титаномагнетит с низкими точками Кюри. Кривые нагрева и охлаждения многих других образцов демонстрируют две точки Кюри. Многие изученные образцы имеют Т_с, близкую к точке Кюри магнетита. В этом случае носителем остаточной намагниченности является бедный титаном титаномагнетит.

Эксперименты по постоянному температурному размагничиванию были выполнены на высокотемпературном магнитометре с вращающейся катушкой, позволяющем непосредственно прослеживать блокировку и разблокирование естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Многие кривые температурного размагничивания имеют сравнительно простой вид, что свидетельствует об однокомпонентном носителе намагниченности. Температура Кюри изученных образцов изменяется от значений, близких к 200°С, что соответствует температуре Кюри титаномагнетита с высоким содержанием титана до 570°С, что близко к температуре Кюри чистого магнетита. Ряд образцов демонстрируют при нагреве частичное самообращение. В них выявлено две точки Кюри, около 200 и 500°С. Пик намагниченности между 200 и 300°С совпадает с низкотемпературной точкой Кюри. Затем ЕОН практически полностью разрушается при температуре более 500°С. Наблюдаемые под микроскопом прорастания гемоильменита в титаномагнетите являются ясным указанием на высокотемпературное окисление рудных зерен при остывании базальтов в субаэральных условиях при температуре от 500° до 600°С. При этом формируется титаномагнетит, близкий по составу к магнетиту и гемоильменит, близкий по составу к ильмениту. В случае неполного окисления, две различные фазы титаномагнетита могут существовать в образце одновременно, и две температуры Кюри наблюдаются при размагничивании. Высокая степень высокотемпературного окисления (с образованием магнетита и ильменита) наблюдается только в части образцов. В большинстве случаев наблюдается средняя степень окисления (проявляющаяся двумя точками Кюри) или даже неокисленный титаномагнетит.

Известно, что направления мезозойско-кайнозойских векторов ЕОН на архипелаге ЗФИ отклоняются от направления современного вектора магнитной напряженности не больше, чем на 10–15°. Поэтому эффективная намагниченность, в первом приближении, может рассчитываться путем алгебраического сложения ЕОН и индуктивной намагниченности. Наши данные показывают, что эффективная намагниченность толеитовых базальтов и андезитов в полтора–два раза выше, чем в породах трех промежуточных типов. При этом у толеитовых базальтов океанического типа она выше за счет высокой ЕОН, а у андезитов – за счет высокой магнитной восприимчивости.

Высокие значения магнитной восприимчивости чаще встречаются в полнокристаллических интрузивных породах. Самые высокие значения МВ наблюдаются в поясе, протягивающемся от Земли Вильчека на юговостоке до островов Циглера и Елизаветы – на северо-западе (зона Циглеровского разлома). К юго-западу от этого пояса преобладают низкие значения магнитной восприимчивости, к северо-западу наблюдаются различные значения.

Высокие значения ЕОН свойственны породам с низкими значениями точек Кюри. Низкие значения ЕОН, как правило, наблюдаются в образцах, у которых зафиксированы высокие точки Кюри. Пространственно, область развития пород с высокими точками Кюри (и низкой ЕОН) очерчивается еще более четко, чем область высокой магнитной восприимчивости, хотя в общих чертах и совпадает с ней.

При повышении содержания в породе SiO₂ наблюдается закономерный переход от преобладания в качестве основного ферромагнетика титаномагнетита с высоким содержанием титана (в толеитовых базальтах) к титаномагнетиту с более высокими температурами Кюри (и с более низким содержанием титана – в базальтах траппового типа и андезибазальтах) и далее – к магнетиту (в андезитах). Титаномагнетит с высоким содержанием титана определен (по низким температурам Кюри) исключительно в эффузивных покровах, быстро остывавших после излияния. Последнее наблюдение может быть использовано в качестве косвенного признака покровов при неясной фациальной принадлежности магматического тела.

Обращает на себя внимание смена преобладающих типов кривых по мере продвижения с юго-запада на северо-восток. В поясе от Нагурской (север Земли Александры) до южной оконечности о-ва Галля преобладают кривые первого типа (титаномагнетит с высоким содержанием титана). От южного берега Земли Вильчека до о. Джексона протягивается область пород, в которых носителем магнетизма является ферромагнетик, близкий по составу к магнетиту. И, наконец, в северо-восточном районе архипелага преобладают породы с кривыми второго типа (свойственными титаномагнетиту с умеренным содержанием титана).

Из рассмотрения наших данных явственно следует, что кривые первых двух типов характерны для мелового периода магматизма, в то время как более древним образованиям юрского периода свойственны кривые третьего и четвертого типов, свидетельствующие об образовании вторичного магнетита.

Химическая и магнитоминералогическая зональность изученных пород соответствуют зонам северо-западной ориентации. Магматические тела юрского периода приурочены к зонам проницаемости северозападного направления, фиксируемым магнитными аномалиями. Волна магматической активности мелового времени приурочена к прослеживаемой в магнитном поле зоне северо-восточного направления, относящейся ко времени, когда началось формирование приазиатской части современного Евразийского бассейна СЛО [4].

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.

2. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 199–204.

3. Шарков Е.В., Цветков А.А. Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов. Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция / Ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 1987. С. 6–25.

4. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана / Ред. Ю.Е. Погребицкий. СПб., 2004. 134 с. (Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология; Т. 203).

Локализация новейшего магматизма на востоке Чукотки (по данным об изотопах He, Ar, C, N в газах гидротерм)

Выходы термальных источников – одно из проявлений геотермальной активности, которая характеризуют геодинамическую обстановку в изучаемом блоке земной коры. Размещение и специфика состава этих источников отражают региональные особенности его геологического строения и развития.

«В полярных областях со средней годовой температурой в 0°С воду, имеющую температуру хотя бы в 1°С, следует уже обозначить как "теплую" или "термальную"...» [1]. При ее разгрузке на поверхность Земли происходит адвективный вынос глубинного тепла, дополняющий фоновые кондуктивные теплопотери. Поэтому на Чукотке все источники, разгружающиеся круглогодично, относятся к термальным.

На Чукотском полуострове исследованы газы 23 групп таких источников с температурой от 2° до 97°С и минерализацией от 1,47 до 37,14 г/л. Целью исследований было выяснение региональной специфики изотопного состава газов и поиск в них следов дегазации мантии, появляющихся во флюидах коры при ее формировании и повторной активизации. Для этого в газах определялись содержания CO₂, CH₄, N₂, O₂, H₂, He и Ar, а также изотопные характеристики ³He/⁴He, ⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³⁸Ar/³⁶Ar, ⁴He/²⁰Ne, δ^{13} C(CO₂), δ^{13} C(CH₄) и δ^{15} N. Положение опробованных источников показано на рисунке.

На Чукотском полуострове выделяют несколько фаз фанерозойской тектономагматической (термальной) активизации. Самым древним ее проявлением считают метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, в интервале 430–262 млн л.н. затронувший местами породы чехла дорифейского Восточно-Чукотского массива [2]. Следующая, пермотриасовая фаза выразилась в рассечении массива Колючинско-Мечигменским прогибом, который заполнен терригенными породами, инъецированными габброидами [2, 3], и считается некоторыми исследователями «рифтовой зоной» [4]. В мезозое произошла гранитизация гнейсовых куполов дорифейского фундамента [3], а в конце его возник наложенный Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс кислых и средних вулканитов и комагматичных им интрузий [5], отчасти замаскировавший прежний структурный план территории. Последняя фаза – позднекайнозойская – отразилась в базальтовом вулканизме, который в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Тектоническая схема Чукотского полуострова (по [2], упрощено). Восточно-Чукотский массив: 1 – фундамент (PRZ), 2 – чехол (Rh-Pz), 3 – Колючинско-Мечигменский прогиб (P-T); Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (K): 4 – эффузивы, 5 – интрузии; 6 – разломы; 7 – вулканы (Kz); 8 – опробованные термоминеральные источники

неоген-четвертичное время спорадически проявился на всем Северо-Востоке Азии [6]. Из его проявлений на Чукотском полуострове наиболее изучены Энмеленские вулканы на его юго-западе, действовавшие с 3,9 до 10,7 млн л.н. [7]. В других местах полуострова Ю.А. Борзаковским, Ю.В. Крюковым, И.А. Никитиным, С.Г. Романовой и др. при геологических съемках 1:200 000 масштаба отмечены потоки и дайки базальтов, лишенные радиометрических датировок. Большинство этих проявлений тяготеет к неотектонической Колючинско-Мечигменской депрессии, наложенной на одноименный пермо-триасовый прогиб и заполненной неоген-четвертичными отложениями мощностью до 130 м [2]. Косвенные признаки новейшей термальной активности наблюдаются и северо-восточнее Колючинско-Мечигменской зоны (КМЗ), на Уэленском массиве – это встреченные в низовьях р. Утавээм кирпичнокрасные травертины, представляющие собой отложения углекислых минеральных источников [8].

Колючинско-Мечигменская зона отвечает утоненной континентальной коре [9]. Она считается зоной «повышенной плотности» [2], вдоль которой, однако, выявлены не только повышение плотности коры (на глубине 20 км), но и ее понижение (на глубине 40 км) [10]. Это зона высокой сейсмичности, где в XX в. произошло более 100 землетрясений, из них шесть с магнитудами 5,0–6,9 [11]. В нижнем–среднем плейстоцене вдоль северо-восточного борта Р-Т прогиба (в «Игельвеемско-Лоринской шовной зоне») происходили вертикальные движения, продолжающиеся и сегодня [2].

Проведенные исследования выявили изотопно-геохимическую специфику термальных флюидов в разных районах полуострова.

В изотопном составе гелия везде видна примесь мантийного компонента – от 1,5 до 14% [He] с максимумом в газах КМЗ. На юго-западе полуострова в семи группах источников среднее значение ³He/⁴He = $35 \cdot 10^{-8}$, тогда как в 8 группах КМЗ (в 15 пробах) оно намного выше ($60 \cdot 10^{-8}$). Первое значение статистически отлично от второго и согласуется с типичным для зон позднемелового магматизма [12, 13 и др.] В КМЗ максимальные значения ³He/⁴He (~170 \cdot 10^{-8}) достигают в районах N-Q вулканизма. В газах северо-востока полуострова среднее значение ³He/⁴He то же, что и в КМЗ; в источниках левобережья Колючинской губы такое же, как на юго-западе, а близ лагуны Нэшкан – промежуточное. Газы КМЗ аномальны и по другим характеристиками.

Во-первых, в них много углекислоты – от 25 до 95 % об., тогда как за ее пределами менее 10 % об. (остальное – N₂ с следами CH₄, ощутимыми лишь в источнике Нэшкан – 7.8 % об.). Во-вторых, эта углекислота изотопно тяжелее – δ^{13} C(CO₂)> -10 ‰, – чем в других районах полуострова, где она обычно присутствует лишь в виде примеси в азотных газах. В-третьих, примесный азот в газах KM3 в 5 из 7 групп источников, а также в газах из окрестностей лагуны Нэшкан и Колючинской губы изотопно тяжелее (δ^{15} N = 1,6÷4,5 ‰), чем на юго-западе и северо-востоке полуострова (δ^{15} N = 0,09÷0,92 ‰), где N₂ доминирует в газовой фазе. По-

следний по соотношению с воздушным аргоном оказывается чисто атмогенным, поставляемым в подземные флюиды инфильтрационными водами. Напротив, в углекислых газах КМЗ изотопно-тяжелый примесный азот является избыточным относительно атмосферного компонента, т.е. имеющим глубинный источник. Наконец, на фоне некоторого обогащения чукотских газов радиогенным аргоном именно в КМЗ оно оказалось максимальным в двух источниках с наибольшей примесью гелия мантии.

Все особенности газов КМЗ отражают подъем в ее центре мантийного расплава, поставляющего в кору $He_{мант}$ и вызывающего ее термометаморфизм, который продуцирует изотопно-тяжелые CO_2 и N_2 и облегчает потерю породами радиогенного Ar. Аномальный приток глубинного тепла интенсифицирует деградацию мерзлоты, отражающуюся в резком обеднении местных подземных вод тяжелыми D и ¹⁸O [14]. Возникновение инъецированного габброидами Колючинско-Мечигменского прогиба в конце палеозоя – начале мезозоя и повторная активизация зоны прогиба в неоген-четвертичное время с возобновлением базитового магматизма кажутся отражением долговременной неоднородности в геодинамическом режиме Восточной Чукотки.

Благодарности. Исследования велись при поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64869а, 04-05-79087к и 06-05-64647а) и Программы № 5 ОНЗ РАН «Геофизика межгеосферных взаимодействий». Некоторые пробы любезно переданы для анализа А.В. Киевским и О.В. Ладным (ФГУП «Георегион»), изотопные определения сделаны в ЦИИ ВСЕГЕИ Э.М. Прасоловым и в ГИ КНЦ РАН И.Л. Каменским.

Литература

1. Кейльгак К. Подземные воды. М.: ОНТИ, 1935. 499 с.

2. Владимириева Ю.А., Дыканюк Е.А., Манукян А.М. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-2 (Уэлен). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб КФ ВСЕГЕИ, 2001. 139 с.

3. *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.

4. Белый В.Ф. Берингийская вулканическая провинция // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. С. 82–86.

5. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 169 с.

6. Кораго Е.Н., Евдокимов А.Н. Постмиоценовый континентальный щелочнобазальтовый вулканизм Северной Евразии // Петрология. 1999. Т. 7, № 1. С. 80–98.

7. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан, 1994. 97 с.

8. Борзаковский Ю.А., Романова С.Г. Геологическая карта СССР м-ба 1: 200 000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XVI, XVII. Объяснительная записка М.: Недра, 1968. 64 с. 9. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.

10. Ващилов Ю.Я., Кабак И.Б., Максимов А.Е. и др. Геолого-гравиметрическая интерпретационная томография земной коры и верхней мантии: теория, методология, результаты // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 266–287.

11. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. 2000. №4. С. 44–51.

12. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

13. Поляк Б.Г., Кононов В.И., Фернандес Р. и др. Изотопный состав гелия в термальных флюидах Калифорнийского полуострова и прилегающих районов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 132–145.

14. Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 5. С. 480–504.

T.A. Пономарева¹

Модель глубинного строения Полярноуральского сегмента литосферы

Важную роль для создания глубинных моделей играют данные о пространственном распределении неоднородностей в верхней мантии на разных глубинных уровнях, являющихся показателем характерных особенностей механизма и энергетики глубинных процессов. Весь ход расчетов, связанный с выявлением неоднородностей, определением их местоположения по площади и глубине размещения аномальных зон вещества верхней мантии разбивается на несколько этапов.

Первый этап связан с изучением рельефа мантиноида, со снятой земной корой. Теоретически, учитывая расслойный характер строения мантиноида, по данным гравиметрии, эта задача решается, как и при изучении глубинного строения земной коры, путем последовательного вычитания из наблюденного поля тех составляющих, которые соотносятся с основными зонами (геосферами) мантии, или способом редуцирования.

Второй этап – построение геоплотностных разрезов верхней мантии. Этот этап связан с решением прямых и обратных задач, с определением физических параметров распределения аномалеобразующих масс по вертикали.

Результаты первого и второго этапов исследований легли в основу построения первой схематической карты районирования территории Ев-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

ропейского северо-востока на верхнемантийном уровне, на которой отражены распределение неоднородностей на трех структурно-вещественных этажах: верхнем до 100 км; среднем (промежуточном) от 100 до 400 км; нижнем от 400 до 650 км.

В результате районирования территории Полярноуральского сегмента литосферы и смежных с ним территорий на верхнемантийном уровне выделены два региона – Восточно-Европейский и Западно-Сибирский. В Восточно-Европейском регионе выделяются три области: Печорская, Уральская, Зауральская.

В Печорской области выделяются Печоро-Колвинская (Колвинская), Хорейверская и Варандей-Адзьвинская зоны.

Печоро-Колвинская и Варандей-Адзьвинская зоны в трансформированных полях Δg представлены отрицательными линейно вытянутыми в северо-западном направлении аномалиями. По сложности строения эти зоны схожи. Ширина аномалий варьирует в пределах от 50 до 75 км. Интенсивность аномалий резко уменьшается в юго-восточном направлении, где наблюдаются локальные максимумы.

Между Печоро-Колвинской и Варандей-Адзьвинской зонами расположена Хорейверская зона. Она также сохраняет северо-западную ориентировку и представлена слабоинтенсивной положительной аномалией. Присутствие этой аномалии в центре позволяет предполагать, что на уровне подкорового слоя центральная ее часть выше, нежели периферийные, граничащие с вышеназванными зонами. Характерной особенностью названных зон является смещение границ структур фундамента Тимано-Печорской плиты в юго-западном направлении относительно границ верхнемантийных плотностных неоднородностей.

В пределах Уральской области выделяются три зоны: Приуральская, Западно-Уральская и Восточно-Уральская.

Приуральская и Западно-Уральская зоны выражены единой положительной аномалией, расширяющейся с юга на север до 75–200 км. По морфологии физических полей Приуральская зона – одна из самых сложных. В ее западной и центральной частях присутствуют изометричные аномалии, как мы считаем, в соответствии с Коротаихинской и Косью-Роговской впадинами, и тем самым подчеркивают структуры Предуральского краевого прогиба. В восточной части наблюдается линейно вытянутая в субмеридиональном направлении аномалия шириной до 75 км. Эта положительная аномалия интенсивностью до 150 мГал в плане соответствует Западно-Уральской структурной зоне. Мы оставляем эту высокоградиентную зону с прежним названием. Различие двух структурных зон фиксируется по изоаномале со значением 30 мГал. Восточно-Уральская зона шириной от 60 до 85 км представлена единственной линейно вытянутой отрицательной аномалией в субмеридиональном направлении интенсивностью до -200 мГал. Граница разделения Западно-Уральской и Восточно-Уральской зон является границей резкого скачкообразного изменения физических характеристик трансформированного поля силы тяжести, протягивается вдоль Урала и в плане соответствует Главному Уральскому глубинному разлому. Природа этого разлома до сих пор остается дискуссионной. Высказанное ранее рядом исследователей предположение о продолжении Главного Уральского глубинного разлома в нижние горизонты земной коры и в верхнюю мантию находит в наших материалах свое подтверждение. Количественные расчеты дают возможность проследить проникновение его в верхнюю мантию до глубины 300 км.

Характерной особенностью вышеописанной зоны, выделенной на уровне подкорового слоя, служит факт продолжения ее на более северных расчетных профилях на северо-восток в район Таймыра.

К востоку от Уральской области выделяется Зауральская область. Она представлена в виде двух сопряженных зон: Обской и Восточно-Зауральской. Положительная Обская зона в плане соответствует Восточно-Уральскому прогибу, а отрицательная - Зауральскому поднятию. На всем своем протяжении на поверхности эта область скрыта под осадочным чехлом. Рассматриваемая область территориально захватывает восточные уральские структуры, сохраняя при этом субмеридиональную направленность.

Из приведенных выше материалов видно, что для Полярноуральского сегмента литосферы и прилегающей территории характерно наличие двух различно ориентированных систем неоднородностей: северозападной и северо-восточной.

Совпадение ориентировки зон плотностных неоднородностей верхней мантии Печорской области и основных структурных элементов докембрийских комплексов севера Урала позволяет предполагать, что эти неоднородности сформировались в допалеозойское время и впоследствии, по-видимому, развивались унаследовано.

Северо-восточная ориентировка мантийных неоднородностей Уральской и Зауральской областей, совпадающая со структурами палеозойской складчатой области, вероятно, связана с заложением и развитием уралид.

Структура земной коры глубоководных поднятий Центральной Арктики и зон их сочленения с Восточно-Сибирским шельфом

(Материалы комплексных экспедиций «Арктика-2005» и «Арктика-2007»)

В ходе экспедиций «Арктика-2005» и «Арктика-2007» ВНИИОкеангеология провела комплексные геолого-геофизические исследования на поднятии Менделеева (ПМ) и хребте Ломоносова и в зоне их сочленения с шельфами морей Восточно-Сибирского и Чукотского. Исследования включали: глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) вдоль 600км профиля, наблюдения методами преломленных и отраженных волн, измерения гравитационного поля с дрейфующего льда, отбор геологических проб, а также аэрогеофизическую (магнитную и гравиметрическую) съемку в полосе 600×100 км. В результате обработки и комплексной интерпретации полученных геофизических и геологических данных можно сделать следующие выводы.

Поднятие Менделеева и его зона сопряжения с шельфом Восточно-Сибирского и Чукотского морей («Арктика-2005»)

1. С тектонических позиций профиль пересекает две значимые геологические структуры: южную часть поднятия Менделеева (ПМ) и северный фланг Северо-Чукотского прогиба (СЧП).

2. Осадочный чехол вдоль профиля разделяется на три структурных комплекса; два верхних из них разделены региональным позднеолигоценовым несогласием. Признаки апт-альбского траппового магматизма выявлены в нижнем осадочном комплексе.

3. Суммарная мощность земной коры вдоль профиля варьирует от 28,5 км на северном фланге СЧП до 36,5 км на ПМ.

4. Кора в СЧП включает в себя 12 км осадочного чехла (скорости 1,7–4,7 км/с), 5 км верхней коры (скорости 6,1–6,4 км/с) и 11–12 км нижней коры (скорости 6,7–7,1 км/с).

5. На ПМ наибольшую часть коры (около 20–24 км) составляют нижнекоровые и коромантийные образования (скорости 6,7–7,1 км/с). Толщина верхней кристаллической коры на ПМ колеблется в пределах

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

5-7,5 км (скорости 6,1-6,45 км/с), осадочного чехла – 5-6 км (скорости 1,7-4,7 км/с).

6. Установлено, что поднятие Менделеева, так же как Чукотский бордерленд и хребет Нортвинд, является погруженным блоком континентальной коры – блоком древней платформы с докембрийским-каледонским фундаментом, развивавшимся до позднего мезозоя. Наиболее значимые изменения блок претерпел в апт-альбский и позднемеловой период континентального рифтогенеза и вулканизма.

Хребет Ломоносова и его зона сопряжения с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирским

1. С шельфа на хребет Ломоносова непрерывно прослеживаются 3 основных слоя коры: осадочный чехол, верхняя кора и нижняя кора.

2. Осадочный чехол подразделяется на 3 комплекса со скоростями (сверху вниз): 2,0–3,0, 3,2–3,5, 4,0–4,3 км/с; последний комплекс является акустическим фундаментом. Общая мощность осадочных образований в шельфовой части профиля варьирует в пределах 11–12 км, сокращаясь на хребте Ломоносова до 7–5 км.

3. Мощность верхней коры (6,1–6,5 км/с) изменяется от 2,5 км на шельфе до 13 км на хребте; мощность нижней коры (6,8–6,9 км/с) варьирует в пределах от 12 км на шельфе до 2–8 км на хребте. Максимальное утонение нижней коры (2 км) приурочено к зоне сочленения хребта Ломоносова с шельфом.

4. Скорость по поверхности мантии изменяется от 7,9 до 8,1 км/с при вариациях общей мощности коры в пределах 23–28 км.

В результате аэрогеофизических исследований существенно дополнена и уточнена база данных потенциальных полей на район исследований и построены новые карты магнитных и гравитационных аномалий, а также их трансформант. Полученные материалы использовались для 2D и 3D моделирования рельефа основных глубинных границ земной коры (акустического и кристаллического фундаментов, поверхности нижней коры и границы Мохоровичича). Построены карты и схемы структурнотектонического районирования, а также мощности земной коры с учетом новой и опубликованной сейсмической информации. По результатам 2D сейсмогравитационного моделирования созданы сводные геофизические модели строения земной коры вдоль опорных профилей ГСЗ. В качестве дополнительной информации при этом использованы результаты массовых расчетов глубин залегания магнитных кромок по аэромагнитным данным. Совместный анализ сейсмических данных и данных потенциальных полей позволил распространить результаты 2D сейсмогравитационного моделирования на всю полосу исследований экспедиций «Арктика-2005, 2007».

Непрерывность прослеживания основных стратифицированных и кристаллических комплексов земной коры, в том числе «гранитно-метаморфического» слоя, с мелководного Восточно-Арктического шельфа на глубоководные поднятия Центральной Арктики через зоны их сочленения недвусмысленно указывают на принадлежность поднятий к континентальной окраине Северо-Восточной Евразии.

И.И. Поспелов¹

Тектоническая эволюция северо-восточной окраины Сибирской платформы в палеозое и мезозое

Мозаичная структура Северо-Востока России представлена типичными мезозоидами. Однако мезозойский стиль развития был предопределен долгим палеозойским этапом развития нынешней северо-восточной окраины Сибирской платформы.

Формирование мозаичной структуры на северо-востоке России вдоль окраины Сибирской платформы связано с возникновением структурноморфологической неоднородности континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, к которой аккретировались океанические и островодужные комплексы. Эта неоднородность была обусловлена развитием крупной поперечной трансформно-демаркационной разломной зоны вдоль края Сибирского палеоконтинента, активно существовавшей с венда почти до конца палеозоя. Именно она предопределила отличие в палеозое так называемого колымского стиля аккреции (комплексы энсиматических островных дуг и краевых морей) от охотского (Андийская активная континентальная окраина). Благодаря колымскому стилю аккреции был заполнен структурно-морфологический океанический залив и постепенно сглажена Сибирская континентальная окраина со стороны Палео-Пацифики. Последующее аккретирование в структуру такого типа нелинейных континентальных блоков с одновременной сменой направления тектонических движений вызвало в мезозое дальнейшее усложнение мозаичных складчатых областей.

Изгиб Колымской петли является первичной структурой, возникшей в венде – раннем палеозое как результат смещения фрагмента Сибирского кратона по левостороннему трансформно-демаркационному разлому (Колымский залив Палео-Пацифики). Оформились два типа кон-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тинентальных окраин Колымского залива: пассивная (Селенняхо-Поло-

усненская) и трансформно-демаркационная (Черская). Начиная с силура-девона, внутри Колымского залива происходит не-прерывная аккреция океанических и островодужных комплексов. В раннем карбоне формируется маломощная консолидированная аккреционная кора с покровно-надвиговыми структурами, простиравшимися вдоль пас-сивной (Селенняхо-Полоусненской) континентальной окраины, но с торцовым причленением к трансформно-демаркационной (Черской) окраине. В настоящее время нет данных считать Верхоянский палеобассейн с

визе до конца юры палеоокеанической структурой линейного типа. Седиментологические и палеобиогеографические критерии, особенности редких проявлений эффузивного вулканизма при полном отсутствии океанических и островодужных формаций свидетельствуют о накоплении мощных терригенных толщ верхоянского комплекса на утоненной континентальной коре.

Особые пространственные соотношения континентальных масс Си-бири с неустойчивой в реологическом отношении алазейской корой, обособление Омолонского и Приколымского блоков, раскрытие Южно-Анюйского палееоокеана, постоянное влияние активной окраины Мезо-Пацифики привели в триасе-юре к усложнению структурного плана Верхояно-Колымской складчатой области. Возникают Илинь-Тасская субокеаническая впадина и Уяндино-Ясачненский вулканический пояс, Полоусненский и Сугойский фрагменты Верхоянского палеобассейна.

Окончательно мозаичная структура Северо-Востока России оформилась в раннем мелу как результат сложения аккреции тихоокеанских комплексов и коллизии в Южно-Анюйском палеоокеане. Это обуслови-ло интенсивное нагнетание масс в угол Колымской петли с развитием надвиговых и складчато-чешуйчатых структур в Верхоянской складчато-надвиговой области.

Двухэтапное (ранний карбон – поздняя юра – ранний мел) развитие пассивной (Селенняхо-Полоусненской) континентальной окраины созда-ли структурные предпосылки для формирования золоторудных месторо-ждений Карлинского типа, как правило, обладающих большими запасами и содержаниями золота в метасоматических джаспероидах по калькаренитам. В раннем карбоне возникла многослойная покровно-надвиговая структура из одновозрастных ордовикско-девонских шельфовых и скло-новых отложений, обладающих различной проницаемостью. Внедрение гранитоидов Северного батолитового пояса в поздней юре – раннем мелу вызвало проникновение рудных флюидов в пористые карбонатнообломочные породы и их концентрацию под структурными (покровными) экранами, сложенными преимущественно терригенными породами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00019а) и программы «Научные школы» (НШ 5508.2008.5).

Ю.М. Пущаровский¹

Тектоническое строение области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов

Тектоническое строение областей межокеанских разделов представляет особую проблему в познании фундаментальных закономерностей глобального океаногенеза. В данной работе рассматриваются структурные взаимоотношения Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Геолого-геофизические данные свидетельствуют, что упомянутые океаны разделены областью сложного тектонического строения, включающей континентальный блок Ермак (на востоке); трог Лена, представляющий неоформленный рифт (на западе), межразломный структурный комплекс на юге и такой феномен, как Шпицбергенская система разломов (рисунок). Протяженность области 430 км. Трог Лена можно описать как глубокую тектоническую щель в океаническом субстрате.

Большое своеобразие региону придает значительный по размерам континентальный блок – плато Ермак, к которому с запада прилегает трог Лена, а с севера – впадина Нансена, входящая в систему хребта Гаккеля. Его отделение от континента можно объяснить как следствие общего процесса структурообразования в межокеанской тектонической области. Свидетельство тому – сокращение мощности коры и соответственно изменение ее типа на севере плато.

Яркая черта региона – разломная тектоника. Генеральной структурой здесь является Шпицбергенская система разломов. Она состоит из двух находящихся на близком расстоянии одна от другой разломных зон: Моллой и Шпицбергенской. Они параллельны и имеют северо-западное простирание. Разлом Моллой является южной границей региона, разделяющего океаны. Шпицбергенская система разломов в известной мере сближает строение рассматриваемого региона с областями межокеанских разломных разделов. Однако, как видно из описания всего комплекса структур, близость эта весьма условна.

Межразломный структурный комплекс на севере выражен относительно поднятым участком дна, а на юге представлен тремя морфост-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Обзорная карта области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов (по [E. Hellebrand, J.E. Snow. Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 216. P. 283–299])

руктурными элементами: на востоке – рифтом Моллой, к западу от него хребтом Моллой, а на юге района – впадиной того же названия с глубинами до 5 км. Все эти элементы имеют размеры не более десятков км. Драгированные породы по преимуществу осадочные. Базальты отсутствуют.

Имеются основания для заключения о молодом времени образования тектонических структур области раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Строение земной коры здесь переменчиво. Наибольшее распространение имеют субконтинентальный и субокеанический типы коры. В целом, охарактеризованный регион представляет собой специфическую область тектонического раздела между океанами, о чем свидетельствуют сопоставления с другими областями раздела, наблюдающимися в Мировом океане.

Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции северных районов Арктики в триасовом периоде

Реконструируются палеогеографические и палеоклиматические обстановки триасового седиментогенеза арктических областей. В течение триасового этапа здесь накопился комплекс песчано-глинистых осадков с разнообразными конкрециями биогенного происхождения, связанными с жизнедеятельностью, в основном, морских водорослей. Эти области представляли систему палеобассейнов шельфового типа, к северу от которых находился обширный Глубоководный палеобассейн, названный нами Северный и, по всей вероятности, имевший связь с Тихим палеоокеаном [1–3]. Климат в течение всего триасового периода сохранялся теплым с переменной влажностью, за исключением района Земли Франца-Иосифа, где седиментация шла только в гумидном климате.

Глубоководный Северный палеобассейн занимал значительную часть современной Арктической области. Территории современных мелководных арктических морей представляли палеошельфы, характеризующиеся сходными фациальными условиями, о чем свидетельствуют близкие органические остатки. В частности, это описанные Н.Ю. Брагиным [4] в среднем триасе бореальные формы радиолярий на Омолонском массиве, Аляске (хребет Брукса), Новосибирских островах [5]. Выявлены радиолярии и в одновозрастных бореальных отложениях на Свальбарде, где они в восточных районах этого архипелага образуют тонкие прослои радиоляритов [1, 2]. На востоке Корякского нагорья Н.Ю. Брагин описал радиолярии в триасовых интенсивно дислоцированных кремнистых и вулканогенных породах океанического типа, сформировавшихся уже в условиях тропического климата [4].

О существовании Глубоководного Северного палеобассейна свидетельствует и широкое распространение процесса фосфатонакопления в среднетриасовых отложениях. На Свальбарде установлены обильные конкреции, желваковые и оолитовые прослои биогенных фосфоритов и мощные фосфатоносные пачки аргиллитов, сформировавшихся по типу апвеллинга, и связанный с ним вынос на шельфы из глубоководной части Северного палеобассейна вод, благоприятствующих бурному развитию сине-зеленых водорослей, которые способны ассимилировать фос-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

фор из морских вод [1–3]. Позже такой тип фосфатонакопления в среднем триасе был установлен и на Новосибирских островах [6]. Одновозрастные фосфориты триаса широко распространены на Северо-Востоке Азии [7]. Известны фосфориты в среднем триасе на севере Аляски [8], в Арктической Канаде [9], в районе Земли Пири на северо-востоке Гренландии [10]. В этих регионах осадконакопление в триасе шло также в режиме шельфовых морей.

В начале раннего триаса активизация тектонических процессов, вероятно, в области Тихого палеоокеана, вызвала быстрое погружение как территории Северного палеобассейна, так и северных территорий Арктических палеошельфов. К этому времени относится крупномасштабная региональная трансгрессия. Индские осадки раннего триаса в бореальной области залегают обычно со стратиграфическим несогласием на разновозрастных, преимущественно верхнепермских, слоях. Формирование осадков в оленекское и среднетриасовое время происходило в условиях углубления бассейна, на фоне нарастающей трансгрессии. Близкие фациальные условия в это время в зонах умеренно аридного климата сохраняются на всей территории арктических шельфов. В среднем триасе наступает тектоническая стабилизация.

На рубеже среднего и позднего триаса, в связи с активизацией тектонических процессов, наступили существенные изменения в палеогеографической и палеоклиматической обстановках. В карнийском веке вся площадь Арктического региона перешла в зону гумидного климата. Произошло поднятие западных Арктических территорий и обмеление в них седиментационного бассейна. В конце позднего триаса здесь произошла резкая регрессия, о чем свидетельствует отсутствие поздненорийских и рэтских отложений в Баренцево-Карском регионе [2–3]. И только в начале ранней юры на этих площадях началось повсеместное осадконакопление.

В восточных районах Арктики – на Новосибирских островах [11], о-ва Врангеля [12], Северо-Востоке Азии [7], Аляске [8] в позднем триасе шел непрерывный процесс морской седиментации. На о-ве Котельный мощность поздненорийских–рэтских отложений 750 м [11], а в пределах Северо-Восточной Азии – до 1000–2500 м. В последнем районе это толщи с обильными туфогенными породами, нередко с лавами [7].

Литература

1. Пчелина Т.М. История триасового осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 135–152.

2. Pchelina T.M. Mesozoic stratigraphy and paleogeography of Svalbard: extended abstract. P. 60–66 // Soviet Geological Research in Svalbard 1962–1992 / A.A. Krasilschi-

kov (Ed.). 1996. Extended abstracts of unpublished reports // Norsk Polarinstitutt Medd. 1983. № 139. C. 60–66.

3. Пчелина Т.М. Палеогеографические реконструкции Баренцево-Карского региона в триасовом периоде в связи с нефтегазоностью // Освоение шельфа Арктических морей России: Тр. Третьей Междунар. конф. Тез. докл. СПб: ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова, 1998. С. 98.

4. *Брагин Н.Ю.* Радиолярии в нижнемезозойских толщах Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

5. *Егоров А.Ю., Брагин Н.Ю*. Первые находки радиолярий в триасовых отложениях Новосибирских островов // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 5. С. 649–652.

6. *Егоров А.Ю., Батурин Г.Н.* Фосфориты в триасовых отложениях Новосибирских островов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 4. С. 921–925.

7. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 241 с.

8. Grants A., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic Continental Margin of Alaska // The Arctic Ocean Region / A.Grants, L.Johnson, J.F. Sweeney (Eds.). The geology of North America. V. L. Boulder, Colorado. Geol. Soc. of America, 1990. C. 257–288.

9. *Embry A.F.* Global sequence boundaries of the Triassic and their recognition in the Western Canada Sedimentary // Bull. Canad. Petr. Geol. 1997. V. 45. P. 415–433.

10. *Kummel B*. Middle Triassic ammonites from Peary Land // Medd. om Gronland. 1953. V. 127, № 1. P. 1–21.

11. Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В., Вольнов Д.А. и др. Мезозойские отложения острова Котельного // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и о-ва Врангеля. Л., 1975. С. 28–37.

12. Косько М.К. Блоковая структура Восточно-Арктического шельфа Евразии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1. Новосибирск, 2004. С. 261–263.

А.М. Пыстин¹, А.В. Панфилов¹, А.Н. Вшивцев¹, К.С. Нейман¹, И.Л. Потапов¹

Высокобарический метаморфический комплекс хребта Марун-Кеу (Полярный Урал): вещественный состав, структура, возраст

В докладе приводятся результаты трехлетних (2005–2007 гг.) исследований состава, структуры и метаморфизма докембрийских образований хребта Марун-Кеу, в том числе с целью оценки возраста ультравысокобарического метаморфизма пород этого района. Работы проводились в междуречье Большой Хадаты и Немуръегана, включая район зна-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

менитой Слюдяной Горки с выходами эклогитов, левые притоки р. Немуръеган, бассейн р. Ингелоръеган, руч. Хабакова. Центральная часть этой территории, общей площадью около 300 км, сложена марункеуским эклогит-амфиболит-гнейсовым комплексом, который с запада, юга и востока обрамляется метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, объединяемыми в няровейский комплекс среднего рифея.

В строении марункеуского комплекса участвуют эклогиты, симплектит-эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты в ассоциации с метаультрабазитами, а также плагиогнейсы, плагиомигматиты и К-Na мигматиты. В относительно небольшом объеме, но почти повсеместно присутствуют продукты метасоматического изменения метаморфических пород: гранатиты, существенно роговообманковые породы, жилы и обособления, сложенные омфацитом, часто в ассоциации с белой слюдой. Отмечаются также пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. За пределами изученной нами площади, в северо-восточной части марункеуского комплекса, установлены породы с глаукофаном [3].

Вопрос о возрасте метаморфитов марункеуского комплекса и времени проявления метаморфизма эклогитовой фации остается спорным. Максимальные значения возраста пород, определенные путем К-Аг и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов, составляют 1,70, 1,56, 1,54 млрд лет [3]. В последние годы сопоставимые значения возраста эклогитов (1,68±0,07, 1,61±0,07, 1,54±0,15, 1,54±0,14 млрд лет) были получены на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохронных систем по породе в целом и по метаморфогенным минералам, включая амфибол [1]. Однако преобладающие датировки по эклогитам ограничены интервалом 350–360 (в среднем 355,5±1,5) млн лет [4].

Н.Г. Удовкина [3], детально изучавшая эклогиты и ассоциирующие с ними породы в районе Слюдяной Горки (южная часть марункеуского комплекса), отмечает, что структурные элементы здесь в основном ориентированы в северо-северо-восточном и меридиональном направлениях. По данным В.И. Ленных [2], в юго-восточном «эклогитовом» блоке марункеуского комплекса наиболее ранняя полосчатость, связанная с плагиогранитизацией эклогитов, имеет СЗ простирание (аз. 320–330°) и падает на ЮЗ под углом 40–50°. Более поздними являются зоны полосчатых мелкозернистых амфиболитовых бластомилонитов с линзами гранат-омфацит-кварцевого состава и жилами метасоматических эклогитов. Эти зоны также имеют СЗ простирание. Еще более поздние зоны с субмеридиональными, СВ простираниями структурных элементов, связанные с палеозойскими надвигами, широко развиты в северо-западной части марункеуского комплекса («амфиболитовом» блоке, по: [2]). На их фоне отмечаются участки с реликтовыми структурами СЗ простирания. Выполненные нами исследования показали, что современный структурный облик марункеуского комплекса определяют асимметричные складки СЗ простирания (средний аз. прост. в районе Слюдяной Горки около 320°). Длинные крылья складок круто падают на ЮЗ, шарниры погружаются по аз. 200–250° под углом не менее 50°. Породы, слагающие крылья отмеченных выше асимметричных складок, представляют собой интенсивно дислоцированные образования, испытавшие ранее по крайней мере два этапа пликативных деформаций. Кроме того, асимметричные структуры СЗ ориентировки осложняются более поздними по времени формирования слабоизогнутыми складками с различно ориентированными шарнирами.

Эволюция структурных преобразований пород марункеуского комплекса представляется нам следующим образом. На раннем этапе деформации пород вдоль первичных плоскостных неоднородностей (слоистости, элементов расслоенности магматических образований, контактов и др.) развивались метаморфические плоскостные структуры: сланцеватость, полосчатость (S₀). Деформация в конечном счете привела к формированию тесно сжатых и изоклинальных складок F_1 с полого погружающимися шарнирами и круто ориентированными осевыми поверхностями, параллельно которым развивалась сланцеватость S₁. Ядра этих складок, образованные эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами, залегающими среди плагиогнейсов и плагиогранито-гнейсов, хорошо сохранились в обнажениях по бортам руч. Няхарнеяшор в его среднем и верхнем течении. К этой же генерации структурных элементов относятся изоклинальные складки, образованные полосчатостью в гранат-амфиболитовых сланцах, обнажающихся на руч. Хабакова.

На втором этапе деформации крылья складок F₁ сминались в складки разной степени сжатости (F₂) с круто погружающимися шарнирами и круто залегающими осевыми поверхностями, вдоль которых развивалась сланцеватость S₂.

С третьим этапом деформации связано образование описанных выше асимметричных складок (F₃) с крутым падением осевых поверхностей (S₃) и круто погружающимися шарнирами. Изучение обнажений в бортах руч. Няхарнеяшор показывает, что ранние генерации складок, в том числе складки F₃, секутся жилами K-Na гранитов позднерифейсковендского возраста.

Складки F_3 и связанные с ними плоскостные элементы S_3 в свою очередь изогнуты в пологие складки с крутым падением осевых поверхностей и обычно круто погружающимися шарнирами. Шарниры, наложенные на складки F_3 , имеют различную ориентировку. Иногда это можно увидеть в одном обнажении. Возможно, имеется несколько генераций,

наложенных на складки F₃, но их точное количество и последовательность нам установить не удалось. По-видимому, эти деформации не внесли заметный вклад в современную структуру марункеуского комплекса. Судя по полевым наблюдениям, наиболее вероятно проявление двух этапов деформаций, с которыми связано образование подобных складок и связанных с ними плоскостных элементов. Выделим их как F₄, F₅ и S₄, S₅.

Следующий очень важный в истории геологического развития рассматриваемого района этап структурообразования обусловлен формированием палеозойских надвигов (F₆, F₆). Это этап образования зон средне-низкотемпературных бластомилонитов субмеридионального и CB простираний, в целом согласных с ориентировкой тектонических границ марункеуского комплекса. В северо-западной и северной частях комплекса именно эти структуры и слагающие их породные ассоциации определяют его современный облик.

Таким образом, в докембрийских образованиях хребта Марун-Кеу структуры, связанные с процессами палеозойского надвигообразования, наложены на более ранние складки северо-западной («неуральской») ориентировки.

Судя по соотношению гранитных тел с различными генерациями складок в изученных нами разрезах, можно сделать вывод о том, что три первых этапа складчатости в породах марункеуского комплекса проявились в доняровейское (досреднерифейское) время. Этот вывод является весомым аргументом в пользу дорифейского возраста эклогитсодержащих толщ хребта Марун-Кеу, так же как и дорифейского возраста проявления наиболее ранних процессов ультравысокобарического метаморфизма.

Литература

1. Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 4. С. 503–506.

2. Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21–42.

3. Удовкина Н.Г. Эклогиты Урала. М.: Наука, 1985. 286 с.

4. Glodny J., Austrheim H., Molina J.F. et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 4353–4371.
Эндогенное породообразование в дорифейской истории формирования земной коры Приполярного Урала

В основании геологического разреза Приполярного Урала залегают глубокометаморфизованные образования, объединенные в няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс. Комплекс слагает ядро Хобеинской антиклинали, расположенной в северной части Ляпинского антиклинория в пределах Кожимского поперечного поднятия. В современном структурном плане комплекс имеет вид вытянутой и утолщенной в северовосточной части линзы длиной 65 км и шириной от 15 до 35 км. Комплекс обрамляется рифейскими умеренно и слабометаморфизованными толщами. Внутренняя структура комплекса в целом может быть охарактеризована как антиформная. В центральной части комплекса, наименее измененной поздними процессами, отчетливо устанавливается изоклинальная складчатость. Осевые поверхности изоклинальных складок залегают субгоризонтально. По периферии комплекса они приобретают наклонное залегание: в северной части – северное, в восточной – восточное, в западной – западное. Погружение шарниров изоклинальных складок северо-западное и юго-восточное.

Комплекс сложен гранатсодержащими биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами, влючающими редкие прослои кварцитов и мраморов. В породах няртинского метаморфического комплекса широко проявились процессы гранитизации, которые выразились в натриевой и калиевой фельдшпатицации и мигматизации. С этими же процессами связано формирование массивов гранитогнейсов и жильных гранитоидов. Гранитоиды, ассоциирующие с метаморфитами няртинского комплекса, объединяются в николайшорский комплекс [1]. По А.А. Соболевой и ее соавторам [6], геохимические характеристики гранитов большей части массивов, ассоциирующих с метаморфитами няртинского комплекса, сопоставимы с гранитами S-типа, а меньшей – приближаются к І-типу. На возможность отнесения рассматриваемых гранитов к S-типу указывал ранее Л.В. Махлаев [2]. То есть, здесь представлены автохтонные и параавтохтонные граниты, образованные при гранитизации и последующем плавлении неоднородного субстрата, среди которых, как было установлено нами ранее, ведущая роль принадлежит метаосадочным образованиям [4]. Структура грани-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

тов гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, что свидетельствует об их полной перекристаллизации вместе с изофациальными с ними метаморфическими толщами.

К первично-интрузивным породам в пределах рассматриваемого комплекса кроме гранитоидов относятся дайкообразные тела амфиболитов.

Возраст метаморфогенных цирконов из пород няртинского комплекса, полученный по малым навескам циркона методом термоионной эмиссии свинца и единичным зернам этого минерала (SHRIMP II; U-Pb, Pb-Pb), определяется интервалом 2125–498 млн лет. При этом для циркона изометричной формы, известного в литературе как циркон типа «футбольного мяча», имеющего все признаки минерала гранулитовой фации, характерны наиболее древние датировки: 2125±25 млн лет (метод термоионной эмиссии свинца), 1746–1722 млн лет (SHRIMP II), хотя имеются и более молодые значения. Верхний предел изотопного возраста цирконов из мигматитов 1950±35 млн лет (метод термоионной эмиссии свинца) и 1748±14 млн лет (SHRIMH II) при широком разбросе частных определений.

Вопрос о возрасте пород николайшорского гранитоидного комплекса, несмотря на казалось-бы тесную их связь с метаморфитами няртинского гнейсо-мигматитового комплекса, остается спорным. По данным авторов упомянутой выше коллективной статьи [6], гранитообразование в ядерной части Хобеизской антиклинали (т.е. в пределах няртинского комплекса) происходило в интервале 640–520 млн лет. Полученный нами возраст цирконов из гранитов Николайшорского массива (SHRIMP II, 606±3 млн лет) находится в этом же интервале, что подтверждает факт проявления высокотемпературных эндогенных процессов (метаморфизма амфиболитовой фации, гранитизации) в няртинском комплексе на рубеже венда и палеозоя. Однако, на наш взгляд, это не означает, что этими возрастными значениями ограничиваются процессы гранитообразования в нижнедокембрийской части разреза. Породы няртинского метаморфического комплекса, вмещающие описываемые граниты, претерпели несколько этапов высокотемпературного метаморфизма, начиная с 2,125 млрд лет назад [3, 5]. Маловероятно, что эти процессы не сопровождались формированием автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Нам представляется, что более точно отражает время формирования гранитов николайшорского комплекса реликтовое значение возраста циркона – 1756 млн лет [6], которое практически совпадает с полученными нами наиболее древними датировками цирконов в мигматизированных метаморфических породах (SHRIMP II, 1748±12, 1748±14 млн лет).

Литература

1. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В.Н. Охотников, В.И. Степаненко, Л.Т. Беляева и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 55 с.

2. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

3. *Пыстин А.М.* Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

4. Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.

5. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.

6. Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В. и др. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Полярный Урал) // Происхождение магматических пород. Апатиты, 2005. С. 236–238. (Материалы междунар. (Х всерос.) петрографич. совещ. «Петрография XXI века»).

П.В. Рекант¹, Е.А.Гусев¹, В.А. Виноградов¹

Морфология фундамента и структура осадочного чехла южной части хребта Ломоносова по сейсмическим данным

Данная работа базируется на комплексной интерпретации опубликованных сейсмических материалов высокоширотных экспедиций на ледоколах «Oden» в 1996 г. [3] и «Polarstern» в 1991 и 1998 гг. [4], российских и германских сейсмических материалов по континентальному шельфу морей Лаптевых и Восточно-Сибирскому, а также цифровых батиметрических данных по району IBCAO. В качестве стратиграфической основы для интерпретации сейсмических разрезов была использована схема корреляции отражающих сейсмических горизонтов на Восточно-Арктическом шельфе РФ и на Чукотском шельфе США с разрезами буровых скважин Craker Jack, Popcorn [2].

Нами были построены объемные батиметрические модели участков хребта Ломоносова в районе сейсмических профилей Oden 9613–9616, AWI98550 и AWI98565, а также и AWI98590 и AWI98585, сопровождаемые геолого-геофизическими разрезами.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

Интерпретация цифровых батиметрических и сейсмических данных позволила выявить тектонический контроль основных морфоструктурных элементов хребта Ломоносова. Полученные результаты были экстраполированы на районы, не охваченные сейсмическими исследованиями, что позволило значительно расширить изучаемую область.

Ми, что позволило значительно расширить изучаемую ооласть. В результате обобщенного анализа установлено, что в структуре хребта уверенно выделяется кулисообразная система грабенов, протягивающаяся от подножия континентального склона Лаптево-Сибироморского шельфа в сторону полюса на расстояние более 600 км. В поперечном сечении в южной части хребта грабены чередуются с разделяющими их горстами, постепенно понижаясь от оси хребта к его флангам. Горсты чаще всего представлены выступами фундамента, покрытого маломощным чехлом осадков предположительно плиоцен-четвертичного возраста. Далее к северу хребет приобретает очертания единой грабенобразной структуры с платообразной почти идеально горизонтальной вершиной и маломощным чехлом. Здесь в структуре хребта исчезают контрастные грабены и террасовидные поверхности на флангах. Расположенные в южной части хребта грабенообразные прогибы имеют асимметричное сечение и заполнены мощной (до 2,5 с TWT) осадочной толщей. Установлено, что все выделенные на сейсмограммах грабены имеют свое четкое выражение в современном рельефе и часто приурочены к осевой части хребта.

чены к осевои части хребта. Сопоставление сейсмической и батиметрической информации позволило провести корреляцию структурных особенностей на удаленных профилях. Так удалось установить, что грабен, расположенный в осевой части хребта у 84° с.ш. (AWI-98550) практически вырождается, распадаясь на два небольших, ограничиваясь на севере и юге субмерианальными разломными зонами. В то же время, широкий (более 30 км) грабен восточного фланга хребта на этом же профиле 98550 легко прослеживается в обе стороны вдоль оси хребта через сеть разломных зон на расстояние более 200 км к северу.

стояние более 200 км к северу. Основываясь на экстраполированной информации, была построена карта поверхности фундамента, показывающая расположение установленных грабенов в плане. На карте показано, что грабены и горсты хребта Ломоносова являются дискордантными по отношению к простиранию хребта, их граничные разломы хорошо выражены в современном рельефе хребта. Диагональное (ССЗ) по отношению к оси хребта простирание грабенов и горстов в его южной части позволяет предположить «унаследованность» их положения от древнего структурного плана региона и структурную связь данной системы грабенов с Новосибирской системой горстов и грабенов на шельфе, где выделяются грабенообразные прогибы – Бельковско-Святоносский, Анисинский, Небен, Новосибирский, – а также разделяющие их горсты – Восточно-Лаптевский, Бельковский, Котельнический и Анжу [1]. Как известно, последняя разделяет два осадочных шельфовых бассейна: Лаптевский и Восточно-Сибирский. Осевая зона Новосибирской системы маркируется выступами складчатого основания на островах Котельный и Ляховский. Она прослеживается и далее на юг уже в пределах Яно-Индигирской низменности. Здесь выделяется субмеридиональный ряд гранитоидных интрузий мелового возраста, известный под названием Чохчуро-Чекурдахского ряда.

Подобно Новосибирской системе горстов и грабенов хребет Ломоносова представляет собой субмеридиональную горстовую структуру, разделяющую Евразийский и Амеразийский суббассейны Северного Ледовитого океана. Его южная часть в Восточном полушарии характеризуется резкой асимметричностью поперечных сечений с узким и крутым западным склоном, при широком и пологом восточном.

Литература

1. Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 202–212.

2. Виноградов В.А., Лопатин Б.Г., Бурский А.З. и др. Основные итоги геологического картографирования масштаба 1:1 000 000 Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 45–52.

3. *Kristoffersen Y*. The Eurasia Basin: in Update from a Decade of Geoscientific Research // Polaiforschmg. 1998. V. 68. P. 11–18 (erschienen 2000).

4. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and $80^{\circ}N$ // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 698–726. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02786.x

M.A. Рогов¹, В.А. Захаров¹

Палеогеографические реконструкции в мезозое Арктики на основе анализа ассоциаций аммонитов (на примере кимериджского и волжского веков юрского периода)

Биота является одним из наиболее надежных индикаторов климатов геологического прошлого, а особенности её географического распро-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

странения имеют важное значение для палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций. Не случайно А.Вегенер для обоснования гипотезы перемещения материков использовал палеобиогеографические сведения. Как и во многих других науках о Земле, при воссоздании среды прошлого палеонтологи опираются на методы актуализма. В частности, используют сведения о связи среды обитания современных головоногих моллюсков с закономерностями в их расселении. Головоногие чутко реагируют на географические перестройки и флуктуации климата. При этом ареалы их распространения в геологическом масштабе времени меняются мгновенно. Так, после открытия Суэцкого канала более 200 видов морских организмов, включая представителей индо-тихоокеанского вида осьминогов *Octopus kagoshimensis*, проникли из Красного в Средиземное море [4], а наблюдаемое сейчас потепление климата привело к исчезновению кальмаров *Loligo forbesi* из Португалии [5] и Марокко, где они встречались всего лишь 10 лет назад (личное сообщение В.Лаптиховского).

Изучение закономерностей географического распространения и ди-намики разнообразия аммонитов кимериджского и волжского веков Арктики выявило факты многочисленных и частых перемещений этих моллюсков в пространстве и во времени и позволило сделать выводы о характере и причинах эти перемещений [2]. Наиболее важными для палеогеографических реконструкций признаками аммонитовых ассоциаций является присутствие видов-иммигрантов как из суббореальных эпиконтинентальных акваторий (Среднерусское море, Норвежско-Гренланд-ский пролив), так и из открытых вод океанов: филлоцератид и литоцератид. Для кимериджского века нами были отмечены резкие колебания таксономического разнообразия аммонитов на севере Евразии по палеоширотам. Ранее это объяснялось влиянием Северной Атлантики [3]. Детальное сравнение ассоциаций аммонитов на севере Западной и Восточной Европы с таковыми на прилегающих районах Арктики (За-падно-Сибирское море и Енисей-Хатангское море-пролив) привело к заключению о значительно более сильном влиянии мелководного суббо-реального Среднерусского моря. Несмотря на то, что кимериджские ам-мониты Шпицбергена и ЗФИ представлены таксонами, известными преимущественно из Восточной Гренландии, там практически отсутствуют суббореальные аулакостефаниды (их присутствие отмечается только на двух узких стратиграфических уровнях). Так что, логичнее предполо-жить влияние аммонитовых ассоциаций Свальбарда на восточно-грен-ландские, а не наоборот. Важно отметить, что в аммонитовых ассоциациях кимериджа Арктики большую роль играли суббореальные аулако-стефаниды, а субтетические аммониты (например, род *Aspidoceras*) достигали палеоакваторий в бассейнах рек Печора и Северная Сосьва. В то же время родовое разнообразие собственно бореальных аммоноидей (представителей Cardioceratidae и Oppeliidae) было низким.

Аммонитовые ассоциации волжского века Арктики заметно отличаются от кимериджских полным отсутствием субтетических форм и исключительной редкостью суббореальных. Лишь в бассейне р. Печоры отмечаются суббореальные *Zaraiskites*, а на Приполярным Урале – *Gravesia* и *Tolvericeras*. Появившиеся в самом конце кимериджа первые бореальные аммониты из надсемейства Perisphinctaceae в волжском веке представлены многочисленными родами, широко распространенными в Панбореальной надобласти. В бассейнах волжского века аммонитовые ассоциации были значительно более гомогенными, чем в кимеридже. В них господствовали представители филолинии Pectinatinae – Dorsoplanitinae – Laugeitinae – Craspeditinae, и лишь временами присутствуют океанические филло- и литоцератиды. Высокое таксономическое разнообразие собственно арктических аммонитов на Приполярных областях на севере Сибири и низкое их разнообразие в палеоприполярных областях на северо-востоке Азии мы объясняем климатическими причинами. Другим отличием волжских ассоциаций аммонитов Арктики от кимериджских является резкое сокращение перемещений с севера на юг, возрастание дифференциации в ассоциациях аммонитов западного и восточного секторов Арктики и усиление перемещений в направлении с востока на запад (рисунок). Помимо активного влияния климатического фактора, описанная картина динамики аммонитовых ассоциаций Арктики могла быть связана с замыканием Северо-Атлантического коридора.

Подводя итоги анализа особенностей географического расселения кимериджских и волжских аммоноидей в Арктике, мы приходим к следующим уточнениям в палеогеографических реконструкциях на севере Евразии. Для кимериджского и волжского веков следует отметить крайне незначительную роль Норвежско-Гренландского прохода (коридора Викинг) в распространении аммонитов в западном секторе Арктики. В большинстве случаев таксоны, общие для Шпицбергена и Восточной Гренландии, представлены родами, распространенными по всей Арктике. В то же время заметное влияние относительно тепловодного Среднерусского моря, ощущавшееся в кимеридже вплоть до Хатангского пролива, в волжском веке практически не фиксируется, зато возрастает роль аммоноидей, проникавших с восточных палеоакваторий в западные. Возможно, это было вызвано обмелением Среднерусского моря и полным или частичным закрытием проливов, связывавших его с Западно-Ссибирским бассейном. Крайне важно отметить появление океанических *Pseudophylloceras* на севере Сибири и Шпицбергене на рубеже



Ареалы и характер распространения некоторых аммоноидей в волжском веке Арктики

А-В - фазы: А - Okensis, Б - Nikitini и ее аналоги, В - Panderi и ее аналоги

средне- и поздневолжского времени. Эти аммоноидеи идентичны *Pseudophylloceras knoxvillense*, известным из Калифорнии и Аляски [6], что позволяет достаточно уверенно предположить наличие относительно глубоководного бассейна в Арктике в конце юры, связанного с Палеопацификой. Более того, постоянное присутствие океанических аммонитов (как правило, представленных таксонами, близкими к североамериканским) на севере Сибири, по крайней мере вплоть до второй половины валанжина, дает основание считать, что близкая палеогеографическая ситуация существовала и в начале раннего мела. Недавний биогеографический анализ поздневолжских–ранневаланжинских моллюсков Новосибирских островов подтверждает этот вывод [1]. Работы по настоящей тематике выполнялись при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №14.

Литература

1. Захаров В.А., Кузьмичев А.Б. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела о. Столбовой (Новосибирские острова) по бухиям // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 74–83 (Материалы совещ.).

2. Захаров В.А., Рогов М.А. Климатически обусловленная динамика ареалов моллюсков в пространстве и времени в течение поздней юры (оксфорд-кимеридж) высоких широт Северного полушария // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 75–77.

3. Сакс В.Н. и др. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–211.

4. Салман А., Лаптиховский В.В., Катаган Т. О плодовитости самцов и самок индотихоокеанского осьминога (*Octopus kagoshimensis*, Cephalopoda, Octopodidae) в Восточном Средиземноморье // Зоол. журн. 2005. Т. 84, № 2. С. 269–271.

5. *Chen C.S. et al.* The apparent disappearance of *Loligo forbesi* from the south of its range in the 1990s: Trends in *Loligo* spp. abundance in the northeast Atlantic and possible environmental influences // Fisheries Research. 2006. V. 78. P. 44–54.

6. Imlay R.W. Late Jurassic ammonites from Alaska // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. № 1190. P. 1–40.

Информационное обеспечение геофизических исследований при проведении Международного полярного года 2007–2008 гг.

Проведение Международного полярного года (МПГ) в 2007-2008 гг. приурочено к 125-летию первого МПГ (1882–1883), 75-летию второго МПГ (1932-1933) и 50-летию Международного геофизического года (МГГ) 1957-1958 гг., когда объектом изучения стали не только полярные области, а весь земной шар со всеми его оболочками. В исследовательских работах МГГ приняли участие 67 стран, и он стал одним из крупнейших научных событий в послевоенный период. За время проведения МГГ была создана основная сеть полярных научных станций в Арктике и Антарктике, которые работали и в последующие годы. Мировые центры данных по физике твердой Земли и солнечно-земной физике (МЦД по ФТЗ и СЗФ), используя накопленный опыт работы с данными и современные информационные технологии, участвуют в выполнении программы МПГ 2007-2008 гг. Центры осуществляют сбор данных стандартных наблюдений на полярных обсерваториях всего мира, проводят их анализ, создают описания (метаданные), формируют базы данных. Центры обеспечивают долговременное хранение данных и свободный доступ к ним через Интернет. Мировые центры данных по ФТЗ и СЗФ создали сайт «МПГ 2007–2008 гг.» http://www.wdcb.ru/WDCB/IPY/IPY.ru.html, где представлена информация о программе Международного полярного года, сведения о том, где и на каких условиях можно получить материалы и результаты специализированных экспедиций и экспериментов.

На этом сайте в режиме удаленного доступа представлены данные по Арктике и Антарктике, которые накоплены в МЦД по СЗФ и ФТЗ с 1957 г. по настоящее время. В рамках программы МПГ 2007–2008 гг. центры осуществляют перевод из аналоговой формы в цифровой формат геофизических данных о полярных областях, полученных в период МГГ (1957–1958 гг.) и в последующие годы по другим проектам, и включают их в базы данных наряду с новыми данными. На сайте публикуется периодический Информационный бюллетень о новых поступлениях данных и новостях по МПГ. База геофизических данных по Арктике и Антарктике включает результаты геомагнитных и ионосферных наблюде-

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Страница сайта с расположением российских геомагнитных обсерваторий и дрейфующих станций в Арктике

ний, сейсмологические и гравиметрические данные, измерения теплового потока, информацию о вулканах.

Геомагнитные данные содержат значения компонентов геомагнитного поля (часовые и минутные), измеренные в российских обсерваториях в Арктике и Антарктике за весь период наблюдений, результаты измерений на дрейфующих станциях (СП) и перечень каталогов измеренных значений и карт изолиний элементов геомагнитного поля, имеющихся в МЦД в виде публикаций. На сайте выставлены карты полярных областей, на которых показано расположение российских геомагнитных обсерваторий, дрейфующих станций (рис. 1), а также приведен список их кодов и географических координат.

Сейсмологические данные представлены информацией о землетрясениях Арктического и Антарктического бассейнов из ежегодников «Землетрясения в СССР в 1962–1991 гг.» и «Землетрясения Северной Евразии в 1992–2001 гг.», а также из каталога Международного сейсмологического центра (рис. 2). Каталоги землетрясений включают дату и время





На карте показано расположение российских сейсмологических обсерваторий

события, географические координаты и глубину, энергетические характеристики (магнитуды, энергетический класс, интенсивность) и дополнительную информацию.

Гравиметрические данные представлены списком каталогов измеренных значений и карт гравитационного поля и его аномалий из архивов МЦД.

Геотермические данные включают измеренные значения теплового потока для полярных областей и карты-схемы расположения пунктов измерений.

Каталог вулканов Арктики и Антарктики представлен на сайте списком соответствующих вулканов с координатами. Подробную информацию о вулканах можно найти на сайте «Global Volcanism Program».

Термальная эволюция континентальной Арктики (в свете данных трекового датирования апатитов из фундамента северо-востока Сибирской платформы)

В результате спонтанного деления 238 U (fission decay) в кристаллах апатита формируются и накапливаются линейные следы (треки) от радиогенных частиц. Накопление треков происходит при температуре ниже блокирующей. При высоких температурах треки разрушаются (происходит отжиг), а при охлаждении ниже ~100°С они накапливаются [6], и количество треков позволяет определять интервал времени, прошедший после прохождения соответствующей изограды (AFT – метод, аpatite fission track method). Образцы для трекового анализа отбирались из керна скважин, вошедших в кристаллический фундамент на глубинах 2–3 км. Они показали мезозойские значения возраста, обусловленные остыванием ниже 100°С (рис. 1). Апатиты образовались как индивидуальные минеральные фазы в раннем докембрии. Термальные события мезозойского возраста в кристаллическом фундаменте Сибирской платформы до сих пор не были известны (таблица).

Наиболее ранним событием является формирование TTG (тоналиттрондьемит-гранодиорит)-ассоциации, так называемых «серых гнейсов», 3,2–3,6 млрд лет назад составивших первые микроконтиненты (террейны) в составе Сибирского кратона [7]. С отставанием проявился и островодужный процесс при образовании зеленокаменных поясов и сопутствующих гранитоидов в составе гранит-зеленокаменных микроконтинентов.

Следующий этап проявился в процессе аккреции микроконтинентов и их коллизионного метаморфизма в условиях гранулитовой фации с образованием апатита [2]. Затем в интервале 1,8–1,3 млрд лет происходило остывание коллизионной призмы до 300°С со скоростью 1,3 °С/млн лет. При продолжении этого остывания породы, возможно, прошли изограду ~100°С около 1143 млн лет назад, т.е. почти за 1 млрд лет до события, датированного трековым методом в данной работе.

Внедрение кимберлитов не могло привести к общему разогреву внутри земной коры, поскольку их суммарный относительный объем совершенно незначителен. Геотермы, рассчитанные по тепловым потокам во время кимберлитового магматизма, показали, что температуры на глубине отбора образцов в это время далеко не достигали ~100°С и не могли быть причиной отжига апатитов.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Положение датированных образцов на профиле р. Муна – р. Лена А – профиль верхней коры, до глубины 10 км; Б – полный профиль земной коры (по данным [4]). 1 – значения возраста (±1σ), полученные трековым методом по апатиту. Положение профиля показано на рис. 2

Несомненно значительный, но пока недостаточно изученный, тепловой эффект имело внедрение платобазальтов трапповой формации 250 млн лет назад, и в особенности – проявление широкого ареала даек и пластовых интрузий, занимающих обширную площадь вокруг поля вулканических извержений. В эту область рассеянных интрузий, в междуречье р. Вилюй и р. Оленек, попадают изученные скважины (рис. 2). Вероятно, полученный трековый возраст апатитов связан с разогревом коры вследствие базальтового андерплейтинга в эту эпоху.

Настоящая работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МД-2721.2008.5, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8, Фонда содействия отечественной науке и Российского фонда фундаментальных и следований (РФФИ), проект № 06-05-64332.



Рис. 2. Схема Сибирской трапповой провинции (по: [5], с дополнениями) А – схема, Б – картограмма. 1–2 – границы: 1 – Сибирской платформы, 2 – Тунгусской синеклизы; 3–4 – плато Путорана: 3 – лавы, 4 – туфы; 5–6 – силлы и дайки: 5 – ареал, 6 – граница распространения; 7 – обнажения фундамента: I – Анабарский щит; II – Алданский щит; III – Оленекское поднятие; IV – Шарыжалгайское понятие; 8 – платформенный чехол; 9 – базальтовые трубки; 10 – вероятные центры "вторичных" мантийных плюмов [1]; 11 – линия профиля и номера скважин, из которых апатиты датированы трековым методом, данная работа

Литература

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

2. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, №6. С. 3–24.

3. Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Зинчук Н.Н. Кимберлиты, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами и траппы – разные формы плюмового магматизма на Сибирском кратоне // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 32–37.

	1		
Возраст	T, ⁰C	Процесс	Источник*5)
3,2–3,4 млрд лет	1000–1050 *1)	Формирование первичной коры, вы- плавление ТТG-формации «серых гнейсов» из базальтов океанической коры	(Rosen, Turk- ina, 2007)
2,9–3,1	950–1000 *1)	Формирование исходного острово- дужного субстрата гранулит- гнейсовых террейнов	(Вишневский, 1988; Розен и др., 2006)
2,9–2,4	800–950 *1)	Выплавление гранитоидов в гранит- зеленокаменных террейнах	- «» –
1,7–2,2	850–1050 *1)	Коллизия микроконтинентов (тер- рейнов) и акрреция Сибирского кра- тона	- «» -
1,8–1,3	300-850 *1)	Охлаждение коллизионной призмы	[3]
1,2	1000–1100 *2)	Кимберлитовое поле Ингаши, юго- запад Сибирского кратона	[3]
344–360 млн лет	1000–1100 *2) 35 MBT/M ² *3)	Кимберлитовые поля на востоке кра- тона – Мирный, Алакит, Далдын и др.	[3]
250	900–1300 *2)	Плато-базальты – запад и центр кра- тона, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами – севе- ро-восток кратона	[3]
245–135	1000–1100 *2) 40–45 мВт/м ² *3)	Кимберлитовые поля на северо- востоке кратона: Харамай, Верхняя Куонамка, Куранах, Куойка и др.	[3]
0	29–285 *1) 25 mBt/m ² *4)	Стационарное состояние Анабарско- го щита	(Розен, 1992)

Термальные события в истории северо-востока Сибирского кратона

*1) Оценка ареальных температур в коре

*2) Температура магматического тела при внедрении

*3) Интенсивность теплового потока, рассчитанная по минеральным термобарометрам в мантийных ксенолитах из кимберлитов (Griffin et al., 1996, 1999;

Ashchepkov et al., 2007)

*4) Прямые измерения (Дучков и др., 1982)

*5) Развернутый список цитируемых в таблице источников приведен в [3].

4. Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного киля // Геотектоника. 2005. № 6. С. 1–26.

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

6. Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite // Chem. Geol. Isotope Geoscience Section. 1987. V. 65, № 1. P. 1–13.

7. Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rock assemblages of the Siberian Craton // Earth's oldest rocks. Elsevier, Amsterdam; Tokyo. 2007. № 15. Chapter 6.4. P. 495–541.

Ф.А. Романенко¹, Е.В. Гаранкина¹, О.С. Шилова¹

Роль тектонических движений в формировании рельефа и рыхлых отложений юго-западного побережья п-ова Ямал

Низменные (высотой до 60 м) равнины юго-западного Ямала, простирающиеся вдоль побережья Байдарацкой губы Карского моря, отличаются плоским, сравнительно слабо расчленённым рельефом и, в отличие от других районов полуострова, длительное время оставались малоизученными. Единичные маршруты сюда выполняли участники Государственных геологических съёмок 1953 г. (В.А. Даценко) и 1976-1978 гг. (Н.П. Шелухин). Детальные работы провели в районе мыса Марре-Сале (60 км к северо-западу от обследованного нами района) в 1979-1980 гг. Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский (ВСЕГЕИ), в 1982-1986 гг. -В.Н. Гатауллин (Моринжгеология, Рига)[1]. После международных экспедиций 1995–1996 гг. (В.Н. Гатауллин, S.L. Forman, Ó.Ingólfsson, W.Manley, H. Lokrantz) разрезы в районе Марре-Сале стали опорными для реконструкции позднечетвертичной истории Западного Ямала [3]. Но изученный нами в 1991–1995 [2] и 2006–2007 гг. район, расположенный (рисунок) между заливом Мутным и северным краем дельты Юрибея, заметно отличается по своему строению от окрестностей Марре-Сале.

Мы выделяем здесь три участка, один из которых (между устьем Лыяхи и дельтовой равниной Юрибея) находится в пределах зоны положительных вертикальных движений, второй воздымался менее интенсивно (между Лыяхой и Яраяхой) или был стабилен, а третий имел заметную тенденцию к погружению (севернее Яраяхи).

Строение рыхлых отложений второго и третьего участков в целом сходно. В основании лежат плотные оскольчатые глины и алевриты с окатанными валунами. Кровля толщи неровная, то опускается ниже уровня моря, то поднимается на 2–3 м над пляжем. Отложения пресные (до 270 мг/л), по характеру минерализации сульфатно-кальциевые.

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



Расположение исследованного района с указанием участков (блоков) с различными направлениями тектонических движений Прямоугольником ограничен район полевых работ 2006–2007 гг. 1, 2 – участки с чётко выраженной тенденцией: 1 – к поднятию, 2 – к опусканию

Современный рельеф не отражает особенностей строения кровли, поднятие которой может соответствовать как самым высоким, так и сниженным участкам. Это говорит о том, что толща была размыта и вышележащие пески лежат на них с несогласием.

Общая мощность этих песков более 30 м, они имеют сложно построенную слоистость, образованную глинистыми или обогащёнными растительным детритом прослоями мощностью до 1–2 см. На некоторых участках слои смяты в складки. Преобладают мелко-тонкозернистые пески, встречаются глинистые или оторфованные пачки мощностью до нескольких метров. Переходы между различными по литологии пачками и прослоями постепенные. Толща содержит окатанные брёвна диаметром до 20 см, редкие кости мамонта и лошади, единичные ледяные жилы мощностью до 3–4 м (изотопный состав кислорода от -26,6 до -30,5 ‰). Возраст толщи, по данным радиоуглеродного анализа, 19–40 тыс. радиоуглеродных лет. Она имеет континентальное, видимо, озёрно-аллю-виальное происхождение.

Эти две толщи слагают выходящие к побережью участки равнины высотой 10-18 которая занимает значительные площади, М, И существенно менее распространённый уровень высотой 4-10 м. Поверхности чрезвычайно сильно переработаны термокарстовыми и термоденудационными процессами. бровки увлажнённых термокарстовых котловин (хасыреев) различных уровней и генераций часто срезают друг друга. Современная заозёренность достигает 7 %, ранее она была существенно выше. Спуск озёр продолжается в настоящее время. Хасыреи выполнены торфом, разбитым ледяными жилами шириной до 1–1,2 м и сильно опесчаненным в верхней части за счёт интенсивных эоловых процессов.

Торф формировался 2,5–10,5 тыс. л.н., лежащий в его основании горизонт окатанных древесных остатков (в основном обломков стволов ольховника) имеет возраст 7,9–10,9 тыс. л.н. Изотопный состав ледяных жил колеблется от -13,0 до -18,4 ‰.

К обрывам вышеописанных поверхностей примыкает плоская сильно увлажнённая лайда — затапливаемая только при высоких нагонах поверхность высотой до 4 м со множество небольших озерков. Подошва слагающих её оторфованных сизо-бурых суглинков и супесей находится ниже уровня моря. Они перекрыты плотной дерниной, начавшей формироваться около 1000 лет назад.

Различия между участками севернее и южнее Яраяхи в основном геоморфологические. Южнее высота равнины увеличивается до 20–25 м, она существенно слабее переработана термокарстом, озёра и хасыреи единичны. Но существенно большими густотой и глубиной отличается эрозионное расчленение. В отличие от широких плоскодонных заболоченных безрусловых ложбин между хасыреями, глубина вреза которых не превышает нескольких метров (они преобладают к северу от Яраяхи), здесь господствуют хорошо выраженные балки глубиной до 20–30 м с сериями балочных террас, отражающих изменения базиса эрозии. В продольном профиле балок прослеживаются уступы до 1,5–2 м высотой, отделяющие участки с различным уклонами. Верховья балочных систем незначительно (до 80–100 м) удалены от разрушающихся береговых обрывов, намечая участки существенных изменений рисунка эрозионной сети (речных перехватов) в ближайшем будущем.

Совершенно иная картина наблюдается южнее устья Лыяхи, на участке, лежащем, как нам представляется, в пределах интенсивно воздымавшегося блока. Здесь к берегу на протяжении около 10 км выходят высокие (до 35 м), практически отвесные уступы, сложенные плотными малольдистыми тёмно-серыми слоистыми глинами. Горизонтальная или наклонная слоистость образована более и менее опесчаненными разностями. Фациальные переходы между глинистыми и песчаными пачками постепенные, не отмечено органических прослоев, включений крупнообломочного материала. Местами толща смята в складки, которые обнажаются как в отвесных стенках береговых уступов, так и на размываемом наклонном бенче у их подножия. В верхней части разреза также наблюдаются торфяные линзы мощностью до 4 м, рассечённые ледяными жилами шириной до 15 см и активно подвергающиеся разрушению в результате обваливания.

Полоса пляжа и приливной осушки, достигающая севернее Яраяхи 400 м, здесь сужается до нескольких метров, и во время приливов и штормовых нагонов волны интенсивно размывают подножие уступов. Вода при этом приобретает кофейный оттенок, так как насыщается тонкодисперсным материалом. Обрывающаяся к морю абсолютно плоская поверхность расчленена пологими эрозионно-термокарстовыми ложбинами и гораздо более редкими, чем севернее, хасыреями. Многочисленные оползни-сплывы ежегодно смещают к урезу Карского моря большие объёмы материала, иногда в виде огромных (до 4–5 м в поперечнике) блоков мёрзлого торфа. В целом берег можно отнести к абразионному и термоденудационно-абразионному типам.

абразионному и термоденудационно-абразионному типам. Ещё южнее в береговых уступах вновь появляются слоистые песчаные толщи, насыщенные растительным детритом. Общий наклон слоёв с севера на юг позволяет предположить их прилегание к толще слоистых глин. Примерно в 20 км южнее устья Лыяхи высота береговых уступов снижается до 4–7 м, а ещё южнее расстилается сильно заозёренная дельтовая равнина р. Юрибей, высота которой не превышает 4 м над урезом. Это, по-видимому, ещё один участок, где тектонические движения имели нисходящий характер.

Таким образом, различия между выделенными блоками заключаются в составе слагающих их рыхлых отложений, в рельефе прибрежных участков и в интенсивности экзогенных процессов, в первую очередь термоэрозии, термоабразии и термоденудации. Границы между блоками прослеживаются по прямолинейным участкам долин рек и ручьёв. Вопрос о возрасте и интенсивности движений, столь заметно дислоцировавших побережье в целом очень спокойного в тектоническом отношении равнинного района, остаётся открытым и нуждается в дополнительных исследованиях.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 08-05-00932).

Литература

1. Гатауллин В.Н. Марресальская свита Западного Ямала – отложения дельты пра-Оби // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 60. С. 53–61.

2. Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Андреев А.А. и др. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.:

Изд-во МГУ, 2001. С. 41-68.

3. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quatern. Res. 2002. V. 57. P. 355–370.

В.Ю. Русаков¹, М.А. Левитан¹, И.А. Рощина¹

Распределение макро- и микрометаллов в четвертичных глубоководных осадках Центральной Арктики (первые результаты)

Актуальность изучения миграционных характеристик таких металлов, как Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Ni и Pb, определяется прежде всего тем, что они играют важную роль в биогеохимических циклах, поскольку входят в состав многих органических ферментов [1]. Наиболее значимые из них -Fe и Mn – встречаются в двух разных валентных состояниях и таким образом стабилизируются во взвешенной или растворенной формах. Оксигидроксиды (окислы и гидроокислы) Fe и Mn обладают высокой сорбционной способностью, сорбируя из морской воды катионы металлов, такие как Ni^{2+} , Cu^{2+} и Zn^{2+} . Более того, оксигидроксиды Fe абсорбируют наравне с катионами, также и анионы: $HPO_4^{2^2}$, $VO_4^{2^2}$, $HAsO_4^{2^2}$ (включая РЗЭ, Мо, W и др.). В морской среде также часто наблюдается сепарация этих элементов в силу того, что Mn(OH)2 растворяется существенно легче, чем Fe(OH)₃ [2]. Подобное различие миграционных характеристик металлов проявляется и в диагенезе, изменяя первичные содержания металлов в осадках и, тем самым, усложняя проведение палеореконструкций. Наиболее ярко подобные изменения проявляются на границе между

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

окисленным и восстановленным слоем осадков. При этом, как субаэральный (на континентах), так и субаквальный (в водоемах) диагенезы, по-разному реализуются в разных климатических и фациальных обстановках [4], более того, диагенетические превращения в субаквальном диагенезе осуществляются в открытой физико-химической среде при тесном взаимодействии между иловыми и придонными водами бассейна седиментации [3]. Яркая геохимическая граница субаквального диагенеза проходит по линии окислительно-восстановительного барьера, ниже которого система становиться более закрытой [7]. На этом основании некоторые исследователи относят слои осадка выше этого барьера к зоне подводного выветривания (гальмиролизу), который также может считаться ранней стадией диагенеза и протекает ниже поверхности осадка в зоне активного влияния морских вод [6]. С другой стороны, по своим характерным особенностям глубоководные осадки Северного Ледовитого океана схожи с окисленными пелагическими осадками Мирового океана, обладающими низкими содержаниями органического вещества и повышенными содержаниями окислов железа и марганца [7].

Проведенные исследования показали, нами что ниже линии окислительно-восстановительного барьера значительная часть металлов переходит в растворенную форму. При этом осадок теряет до 80% Мп, ~60% Cu, ~50% Co и Ni, ~25% Zn и Mg, а также около 20% V. Потери Fe менее значительны и не превышают 5%. Высокая мобильность Мп может быть объяснена изменением его валентного состояния (растворением) в результате изменения pH и Eh среды, а также влиянием органического вещества. Растворенное органическое вещество переводит рудные компоненты в миграционно-способные формы [5]. Предварительно можно полагать, что на формирование геохимического состава глубоководных осадков Центральной Арктики влияют несколько факторов, к наиболее важным из которых можно отнести: (1) области поставки осадочного материала и пути его транзита, (2) трансформация осадочного материала в морской (ледовой) среде и, наконец, (3) направленность реализации диагенетических преобразований.

Так, если цветовые циклы осадков хребта Ломоносова связаны с содержанием оксигидроксидов Mn [8], то цветовые циклы осадков хребта Гаккеля и материкового склона, очевидно, формируются под воздействием диагенетических процессов, тесно связанных с барьерной функцией органических соединений и его дериватов (сингенетичесих сульфидов и т.п.) (рисунок).

Работа проводится в рамках кооперации между ГЕОХИ, Институтом мирских исследований им. Лейбница (IFM-GEOMAR) (г. Киль, Герма-



ния) и Институтом морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) (г. Бремерхафен, Германия), направленной на изучение

Предварительная литологическая (пунктирная линия) и диагенетическая (толстая серая линия) корреляция между глубоководными червертичными осадками Центральной Арктики

природы климатических изменений в высокоширотной Арктике и являющейся частью объединенной исследовательской программы в рамках Международного полярного года 2007/08 (IPY 2007/08, http://www.ipy.org). Материал получен в ходе международной экспедиции ARC XXII/2 в 2007, проходившей на борту немецкого научно-исследовательского ледокола «Polarstern».

Литература

1. Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 368 с.

2. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.

3. *Гурский Ю.П.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. 332 с.

4. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. Гл. 7: Диагенез современных и древних осадков. М.: ГЕОС, 2006. С. 162–219.

5. *Юдович Я*.Э. Курс геохимии осадочных пород (избранные главы): Учеб. пособие. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкар. ун-та, 2001. 284 с.

6. *Фербридж* Р.У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование / Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27–91.

7. *Фролов В.Т.* Литология. М.: Из-во МГУ, 1992. Т. 1. 336 с.

8. *Glasby G.P.* Mineralogy and geochemistry of Pacific red clays // Geological Geophysical. 1991. V. 34. P. 167–176.

9. Jakobsson M., Loevlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. 2000. V. 28, № 1. P. 23–26.

В.М. Ряховский¹, Н.Ю. Шульга², А.В. Шкотин¹

Математическое моделирование глубинного строения Арктического бассейна

Информационная поддержка научных исследований в области естественных наук о Земле представляет собой отдельную задачу, требующую решения на стыке информатики и содержательной предметной области. Основной особенностью наук о Земле является пространственная детерминированность и огромные, постоянно увеличивающиеся с возрастающей скоростью объемы данных, в основе которых лежат географические объекты различного масштаба от локального геологического тела до земного шара в целом. Задачей информатики при этом становит-

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

² Межведомственный суперкомпьютерный центр (МСЦ) РАН, Москва, Россия

ся синтез и интегральный анализ большого объема многоаспектных пространственных данных и сопоставление результатов исследований для выявления общих закономерностей геологических процессов в пространственно-временных координатах на локальном, региональном и глобальном уровнях. Для решения поставленных задач необходимо привлекать достижения современных геоинформационных технологий – распределенные ГИС, представляющие собой распределенные разнородные базы данных, распределенные вычисления, и стандарты взаимодействия открытых систем, а также создание инфраструктуры пространственных данных (ИПД).

В рамках проекта «Электронная Земля» создан первый вариант ИПД для Арктического бассейна. На основе собранных данных по глубинному строению проведено математическое этого региона моделирование на глобальном уровне с использованием обобщенных ГСЗ (http://mahi.ucsd.edu/Gabi/crust.html). Очевидно, ланные степень изученности отдельных участков земли весьма неоднозначна, что позволяет проводить интерпретацию лишь на глобальном уровне в масштабах 1:15 000 000 – 1:25 000 000. Проведен интегральный анализ взаимосвязей отдельных слоев земной коры, который позволил выявить закономерности и, учитывая многоаспектные геолого-геофизические данные, провести исследования зависимостей глубинного строения земной коры с современными геодинамическими процессами. Для подобного анализа нами выбран регион Арктического бассейна (60° с.ш.).

Для этой цели были использованы сейсмические данные по глубинному строению с размером ячейки 2° х 2° (поверхность Мохо, нижняя кора (гранулит-базитовая фация), средняя кора (гранито-метаморфиче-кий слой), верхняя кора (гранитно-гнейсовый слой), а также мощности осадочного чехла (http://mahi.ucsd.edu/Gabi/sediment.html), цифровая модель рельефа GTOPO30 выпущенный USGS (EROS, 1996) (http://edcwww.cr.usgs.gov/ landdaac/gtopo30/gtopo30.html) и гравитационное поле (Sandwell D.T., 1997, ftp://topex.ucsd.edu/pub/)

Известно, что при анализе больших объемов данных исследователь постоянно сталкивается с необходимостью классифицировать геологические объекты и процессы. Решение этой задачи определяется рядом последовательных операций, которые приводят к упорядочению объектов по их сходству. Полученные данные обычно относятся к априорно известным однородным классификационным единицам, или по факту строится новая классификация. Под термином «классификация» обычно понимается распределение свойств по заданным классам (группам, типам и т.д.) согласно наиболее существенным признакам с характерными отличительными особенностями каждого класса. Классификация произ-

водится с помощью набора числовых признаков (выборки), используя математические методы (кластерный анализ) для разбивки их на группы. Альтернативой формализованному подходу является экспертный метод, основанный на профессиональных знаниях и опыте.

Кластерным анализом [1] называется набор методов, результатом работы которых является объединение входных данных в группы, называемые кластерами. Задача классификации объектов по общим признакам возникала в различных научных дисциплинах, и поэтому среди алгоритмов, которыми можно решать задачу кластерного анализа, можно встретить как статически обоснованные, так и те, сходимость которых до сих пор не доказана, но которые были применены при решении многих актуальных задач.

По завершении анализа алгоритмом k-среднего получившиеся кластеры обрабатываются иерархическим алгоритмом. На каждом шаге иерархического алгоритма вместе объединяются два наиболее близких кластера. Расстояние между кластерами определяется как максимальное расстояние между объектами, лежащими в одном кластере и объектами, лежащими в другом. В результате работы иерахического алгоритма получается дендрограмма, описывающая последовательность объединения кластеров.

Для того чтобы проинтерпретировать результаты кластерного анализа, необходимо их визуализировать. Результаты могут быть представлены в виде растрового рисунка, где цвет точки соответствует принадлежности объекта, расположенного в данной точке, к тому или иному кластеру. Но для визуализации результатов кластерного анализа геологических данных, необходимо представить получившиеся кластеры в виде векторного покрытия. Для получения такого покрытия используются алгоритмы автовекторизации – т.е. нахождения границ получившихся областей. Задача нахождения границы множества точек в виде кривых поверхностей Безье так же, как и многие алгоритмы кластерного анализа, принадлежит к классу задач минимизации функционала. В данной задаче автовекторизации производятся только для данных, расположенных в узлах равномерной двухмерной сетки.

Двухмерной сетки. Проведен анализ ассоциаций и выявлены сходство и различия специфических связей между различными записями в банках данных, которые базируются на статистических методах корреляционного и регрессивного анализов. В результате обработки выделено 11 типов (кластеров) земной коры исследуемого региона: континентальная кора (40–45 км), субконтинентальная (30–37 км), субокеаническая (20–24 км) и океаническая (12–17 км). На гистограмме (рис. 1) и на графике (рис. 2) отношений выделенных типов прослеживается четкая корреляция между поверхностью Мохо и нижней корой, что свидетельствует о наследованном развитии нижних слоев коры. В соотношении средней коры и поверхности Мохо прямая корреляция нарушается в пределах распро-



Рис. 1. Типы земной коры

странения субокеанической коры (типы 7, 8 и 9). Еще более контрастное положение по отношению к поверхности Мохо занимает верхняя кора (гранито-гнейсовый слой). Можно предположить, что это связано с «расслоенностью» (может быть изостазия?) коры в пределах гранитогнейсово-го слоя, мощность которого несколько увеличивается в пределах субокенической и океанической кор.

Наиболее мощная кора (40–45 км) расположена в пределах континентальной области региона, которая фрагментарно переходит в субконтинентальную. Океническая и субокеаническая коры приурочены к современной Арктической впадине, но площади распространения не совпадают с современным рельефом. Более того, рифтовая зона хребта Гаккеля не прослеживается даже в верхней части коры. Хребты Ломоносова и Менделеева, четко выраженные в рельефе, также не прослеживается в верхней части коры. Можно предположить, что эти структуры относительно «молодые» и формирование их началось одновременно с раскрытием Северного Ледовитого океана.

Выделенные типы земной коры не противоречат тектоническим картам и схемам для этого региона, а на некоторых участках уточняют положение отдельных структур в современных геодинамических обстановках.



Рис. 2. Графики соотношений отдельных слоев Арктического бассейна

Тектоника докембрия Фенноскандинавского щита

Докембрийский период – это время первоначального формирования континентальной земной коры. На Фенноскандинавском щите континентальная кора циклически наращивалась на протокору с северо-востока в юго-западном направлении. Циклическое проявление магматизма и корообразования на Фенноскандинавском щите тесно связано с его блоковым строением. В строении щита с северо-востока на юго-запад выделяются следующие геоблоки, характеризующиеся индивидуальными чертами глубинного строения и геологического развития: Кольско-Мезенский, Беломорский, Карельский, Свекофеннский, Дальсландский. На протокору последовательно наращивались гранито-ультраметаморфический и вулканогенно-осадочный слои, представленные соответствующими геологическими комплексами. Позднеархейский тектономагматический цикл завершился региональным ультраметаморфическим гранитообразованием в пределах Карельского геоблока. В современном эрозионном срезе это позднеархейская гранит-зеленокаменная область, представляющая собой гранитизированный позднеархейский вулканогенно-осадочный чехол с реликтовыми зеленокаменными поясами. Верхний вулканогенно-осадочный слой Карельского геоблока включает раннепротерозойские платформенные образования.

Раннепротерозойский тектономагматический цикл, проявившийся на площади Свекофеннского геоблока, характеризуется однотипной эволюционной направленностью и так же, как позднеархейский цикл на Карельском геоблоке, завершился в предвепсийское время региональным ультраметаморфическим гранитообразованием. Верхний вулканогенно-осадочный слой здесь сложен рифейским платформенным чехлом. Аналогичная направленность процессов корообразования наблюдается и в пределах Дальсландского геоблока [1].

Шовные зоны между геоблоками разновозрастны и обладают автономностью формирования. Ни одна из них не является повторением другой. Динамика Беломорской шовной зоны определялась сложной флексурой, разделяющей область Беломорско-Кольского сводового поднятия и область Карельского опускания, отвечающего Карельскому геоблоку, где в позднем архее был сформирован обширный мелководный бассейн. Установившийся к началу раннего протерозоя режим глубокого

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

континентального выветривания и пенепленизации обусловил общее выравнивание территории Беломорского и Карельского геоблоков. На рубеже 2400–2350 млн лет в ходе возобновившихся глыбовых движений доятулийского фундамента большая часть Беломорского геоблока испытывала общее устойчивое поднятие, в то время как Карельского – погружение. В начале раннего ятулия на волне отстающего поднятия произошло образование узкого прогиба шириной около 50 км, примыкающего к верхнему крылу флексуры. В последующем обширная область плиты Карельского геоблока была вовлечена в общее прогибание, где установился режим циклического осадконакопления и вулканизма. В ходе увеличения контрастных движений в осевой зоне этой флексуры произошло заложение системы продольных и сопряженных с ними поперечных магмовыводящих и вулканоконтролирующих разломов. История Ладожско-Ботнической шовной зоны, разделяющей Карель-

История Ладожско-Ботнической шовной зоны, разделяющей Карельский и Свекофеннский геоблоки, отражает главные особенности протерозойского свекокарельского и рифейского этапов развития пра-Фенноскандии в интервале 2400–1100 млн лет. В условиях глыбово-волновых движений на Фенноскандинавском щите, главная роль этой шовной зоны в отмеченный период состоит в способствовании миграции протерозойского седиментационного бассейна в юго-западном направлении, чему благоприятствовало также развитие в этот период краевой флексуры Полканова [2], являющейся границей между Фенноскандинавским щитом и Русской плитой.

Флексуры шовных зон и краевая флексура Полканова на ранних стадиях развития контролировали размещение седиментационных бассейнов и сопутствующий им вулканизм. На зрелых стадиях им свойствен режим глубинных сдвиговых дислокаций. На поздних стадиях они являются проводниками различных типов магм. Проведенных обзор тектоники ФСЩ показал полную автономию раз-

Проведенных обзор тектоники ФСЩ показал полную автономию разновозрастных седиментационных бассейнов и связанных с ними ареалов вулканоплутонизма, что свидетельствует о том, что геотектонические режимы являлись исключительно режимами платформенного класса с характерными для них вертикальными волновыми колебательными движениями.

Принимая во внимание вышеизложенные данные региональной палеотектоники, можно рассматривать современную суперструктуру Фенноскандинавского щита как элементы деструкции более обширной структуры [3], геолого-геофизические границы которой выходят за пределы современных окраинных структур на северо-востоке, севере и северозападе, где они прослеживаются частично на континентальном Арктическом шельфе, акватории Норвежского и Северного морей. В южной час-



Реконструированное автоволновое геодинамическое поле напряженного состояния литосферы Фенноскандинавского щита и размещение главных элементов тектонического каркаса: региональных геофлексур и некоторых центров эндогенной магматической активности в деструктивной части юговосточного сектора ФСШ.

1–3 – автоволновые поля: 1 – Лофотенского первичного центра возбуждения; 2 – Новоземельского первичного центра возбуждения; 3 – Роккольского центра возбуждения; 4 – главные геофлексурные (шовные) зоны ФСЩ; 5 – некоторые центры вторичного возбуждения; 6 – выделенная ось краевой региональной геофлексуры Полканова и связанные с нею ВТС и ЦЭМА; 7 – центры первичных возбуждений: ЛО – Лофотенский, НЗ – Новоземельский; 8 – краевые зоны обрамления ФСЩ с аномальными вертикальными относительными движениями (максимум амплитуд разности глубин погружения для окраинных морей (желобов) и отметками относительных поднятий на кристаллическом фундаменте щита); 9 – границы сектора праФенноскандинавского свода, соответствующие современной части структуры ФСЩ; 10 – краевая часть континентального склона; 11 – граница фанерозойского чехла ФСЩ; 12 – секторы пра-Фенноскандинавского свода: I – Фенноскандинавский, II – Норвежский, III – Баренцевоморский. Эффективные радиусы: 400, 550, 650, 850, 1050, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 1950...

ти они геофизически трассируются на Русскую плиту Восточно-Европейской платформы (рисунок). В целом Фенноскандинавский щит представляет в настоящее время лишь часть более крупного свода и является его юго-восточным сектором, составляющим одну треть первоначального Западно-Арктического (Лофотенского) свода.

Западно-Арктический (Лофотенский) мегасвод, по-видимому, существовал как единая с Восточно-Европейской платформой структура первого порядка до позднего рифея. Начиная с байкальского тектогенеза происходила необратимая деструкция северного обрамления Восточно-Европейской платформы, и в ходе формирования мезозойского ложа Северного Ледовитого и Атлантического океанов произошел распад шельфа в северо-западной части Лофотенского мегасвода.

Литература

1. Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 320 с.

2. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.

3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.

В.А. Симонов¹, Ю.В. Карякин², С.В. Ковязин¹, Э.В. Шипилов³

Особенности фракционирования магматических систем архипелага Земля Франца-Иосифа

Последние исследования, результаты которых опубликованы в 2008 г. [1, 2, 5, 6], позволили установить новые данные о магматических комплексах архипелага Земля Франца-Иосифа. Особый интерес представляет информация по расплавным включениям в минералах из базальтов, дающая возможность расшифровать основные физико-химические параметры магматических систем [2, 6]. До настоящего времени включения были найдены только в плагиоклазах. Сейчас удалось исследовать

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

включения и в клинопироксенах, что позволяет рассмотреть особенности эволюции расплавов в ходе их фракционирования и последовательной кристаллизации минералов.

Включения расплавов были найдены в клинопироксенах из базальтов о-ва Гукера, бухта Тихая. В шлифах отчетливо видно, что зерна пироксена расположены в основном между вкрапленниками и лейстами плагиоклаза. Это прямо свидетельствует о том, что первым формировался плагиоклаз, а уже потом из фракционированного расплава происходила кристаллизация клинопироксена. Изученные образцы относятся к трапповой серии и близки по своим петро-геохимическим характеристикам к породам из базальтовых потоков о-ва Земля Александры, в плагиоклазах из которых ранее нами были исследованы расплавные включения. В данном сообщении используется также оригинальная информация по включениям в плагиоклазах из долеритов дайки о-ва Хейса [2, 6].

Расплавные включения исследовались в микротермокамере с инертной средой [4]. Стекла закаленных гомогенизированных включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН.

В клинопироксенах из базальтов о-ва Гукера первичные расплавные включения (размерами 5–30 мкм, редко до 60 мкм) располагаются равномерно в минерале, либо формируют зоны роста вдоль границ кристаллов. Формы включений близки к удлиненным шестигранникам. Включения многофазовые, и в них обычно присутствует следующий набор фаз: кайма стекла вдоль границ + несколько светлых кристалликов (Pl ?!) + зеленый кристаллик пироксена + темная рудная фаза + круглый газовый пузырек.

В ходе термометрических экспериментов около 1000°С во включениях из клинопироксенов начинают изменяться светлые фазы, появляется кайма расплава. В районе 1100°С в светлом расплаве включений наблюдаются уменьшающиеся округлые темные фазы и газовый пузырек. Полностью гомогенными включения становятся в интервале температур 1150–1175°С. Это существенно ниже, чем данные по включениям из плагиоклаза этого же образца базальтов о-ва Гукера – 1175–1205°С. Таким образом, устанавливается снижение температур расплавов о-ва Гукера (от 1205 до 1150°С) в ходе последовательной кристаллизации минералов: плагиоклазы–клинопироксены.

Сравнивая с полученными нами ранее параметрами, видим, что температуры кристаллизации базальтов о-ва Гукера близки к данным по магматическим системам о-ва Земля Александры (1175–1210°С) и существенно отличаются от температурного режима расплавов о-ва Хейса – 1115–1175°С. Устанавливается прямая зависимость температур кристаллизации клинопироксенов от состава расплава: при падении содержания MgO от 9,9 до 6,3 % значения температур снижаются от 1175° до 1155°C. По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO₂ составы изучен-

По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO₂ составы изученных расплавных включений в клинопироксенах, так же как и включения в плагиоклазах, располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. При этом включения из пироксенов базальтов о-ва Гукера наиболее близки к данным по включениям в плагиоклазе из базальтовых потоков о-ва Земля Александры.

Большинство включений из клинопироксенов о-ва Гукера содержат мало калия (0,14–0,37 %) и умеренное количество титана (1,35–2,0 %). По соотношению этих элементов они согласуются с данными по включениям из плагиоклазов о-ва Земля Александры, располагаются в полях базальтов срединно-океанических хребтов (типа N-MORB) и плато Онтонг Джава (Тихий океан), резко отличаясь от включений в плагиоклазах о-ва Хейса (0,7–1,1 % K₂O, 2,7–3,8 % TiO₂), обладающих характеристиками базальтов океанических островов (OIB). Подобные закономерности отмечаются и на диаграмме $TiO_2 - FeO/MgO$. Здесь необходимо отметить явное накопление титана с ростом железистости для расплавных включений в клинопироксенах, что не наблюдается для включений в плагиоклазе. Таким образом, намечается изменение магматических систем о-ва Гукера от кристаллизации плагиоклазов из выдержанных по составу расплавов к резко дифференцирующим магмам, из которых формировались клинопироксены.

в ходе фракционирования клинопироксенов наблюдается увеличение роли Al₂O₃ с ростом железистости расплавов, в отличие от плагиоклазов, кристаллизация которых происходила при стабильных значениях алюминия и FeO/MgO. При этом все включения в пироксенах содержат 9,6–13 % алюминия, что существенно ниже данных по включениям в плагиоклазах. На диаграмме TiO₂–SiO₂ данные по включениям в клинопироксенах о-ва Гукера формируют отчетливый прямолинейный тренд снижения значений титана с ростом SiO₂, близкий по значениям элементов и идеально совпадающий по направлению с трендом платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава. Похожая картина и с FeO – отрицательный тренд включений в пироксенах практически совпадает с данными по включениям из минералов базальтов Сибирской платформы. В целом, на вариационных диаграммах Харкера составы расплавных включений в клинопироксенах о-ва Гукера по всем компонентам близки к данным по включениям в плагиоклазах о-ва Земля Александры и по включениям в минералах из траппов Сибирской платформы, в отличие от расплавов о-ва Хейса, существенно обогащенных титаном, железом и щелочами. Расчетное моделирование на основе данных по расплавным включениям в клинопироксенах показало, что первичные расплавы о-ва Гукера формировались на глубинах 65–95 км при температурах 1410–1520°С. Эти параметры хорошо согласуются с данными по магматизму о-ва Земля Александры (75–100 км, 1450–1550°С) и с информацией для платобазальтовых магматических систем Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава [3]. Для о-ва Хейса генерация первичных расплавов происходила в более глубинных условиях: около 110 км и 1600°С.

В целом, в результате исследования расплавных включений в клинопироксенах было выяснено, что магматические системы о-ва Гукера близки по основным характеристикам к платобазальтовым расплавам о-ва Земля Александры, Сибирской платформы и плато Онтонг Джава. Установлена существенная смена физико-химических параметров рассмотренных магматических систем в ходе фракционирования минералов. Плагиоклазы формировались при относительно высокотемпературных и стабильных условиях. Последующая кристаллизация клинопироксена происходила в ходе снижения температур и эволюции составов расплавов.

Литература

1. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 389–393. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).

2. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин С.В., Шипилов Э.В. Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в магматических системах архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): в 2 т. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 94–95.

3. Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 908–923.

4. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

5. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 475–481. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

6. Simonov V.A., Karyakin Yu.V., Kovyazin S.V., Shipilov E.V. Physico-chemical parameters of plateau basalt magmatism of the Archipelago Franz Joseph Land (data on melt inclusions) // Lithosphere Petrology and origin of diamond: Abstracts of International Symposium Dedicated to the 100th birthday of Academician V.S. Sobolev. Novosibirsk: Publishing House of SB Branch, 2008. P. 211.

Эволюция регионального метаморфизма комплексов кристаллического фундамента Шпицбергена

Архипелаг Шпицберген – краевое сводовое поднятие в северо-западной части Баренцевоморской окраинно-материковой плиты. В ходе многолетних исследований архипелага в его пределах было выделено 4 структурно-вещественных комплекса (СВК) основания, отделенных друг от друга глубинными разломами либо поверхностями несогласий, и наложенный на фундамент комплекс девонского грабена; разработаны схемы стратиграфического расчленения для метаморфических и осадочных пород нижнего протерозоя – среднего палеозоя архипелага [2 и др.]. Изотопно-геохронологические исследования, проведенные в последние годы [3, 9 и др.], дали обоснование разработанным ранее стратиграфическим схемам и подтвердили выдвинутое предположение [2 и др.] о раннепротерозойском возрасте гранито-гнейсов и гранитоидов серии Атомфьелла (п-ов Ню Фрисланд). Вторым важным результатом этих работ стало выявление четких гренвильских датировок для магматических и метаморфических пород большинства районов архипелага и каледонского возраста посторогенных гранитоидов. Полученные автором новые данные по петрологии метаморфических пород архипелага дали возможность уточнить историю формирования СВК этого региона и восстановить условия и последовательность метаморфических преобразований в породах фундамента. Они подтвердили выдвинутые автором ранее положения [6 и др.] и позволили сделать следующие выводы.

1. Всесторонний анализ материалов по породам нижнего (серии Атомфьелла, Смеренбургфьорд, Ричарддален и комплекс Дувефьорд) и среднего (серии Моссель, Кроссфьорд, Конгсвегген, Исбьорнхамна, Бренневинсфьорд) СВК показал резкие различия в характеристике их разрезов и обстановках формирования. Осадочно-вулканогенные толщи нижнего СВК формировались в условиях островных дуг и/или активной континентальной окраины [6]. Изотопные датировки по гранитоидам серии Атомфьелла указывают на карельский возраст (около 1750 млн лет) термальных событий [3, 9], что является пока единственным примером для фундамента архипелага. Средний СВК, разрез которого отличается полной амагматичностью, формировался в условиях общей тектонической стабильности, а обстановки его накопления могут быть рекон-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия
струированы как шельфовые в пределах пассивной континентальной окраины. Анализ геологической ситуации по районам архипелага и соотношение с подстилающими и перекрывающими комплексами позволяют оценивать возраст формирования этих толщ в 1400–1200 млн лет. Промежуточный СВК описан в разрезах на востоке и западе архипелага, но его породы неизвестны на Ню Фрисланде. Комплекс имеет оса-

дочно-вулканогенный состав, с заметным доминированием вулканических образований, с которыми постоянно ассоциируют комагматичные интрузивные породы. Составы магматических и осадочных пород этого СВК указывают на внутриплитную обстановку становления комплекса, что в целом, с учётом других данных, позволяет утверждать о существовании в пределах блока древней коры грабенообразных структур, развивавшихся в условиях рифтогенного режима. Представленный на востоке серией Кап-Ханстен, а на западе – сериями Вереншельдбреен и Вестготабреен, этот СВК был сформирован в конце среднерифейского времени (1100–950 млн лет). Верхний СВК формировался в «платформеноидных» условиях [1 и др.] и фактически представляет собой чехол эпипыки условния [г и др.] и факти тески представлять стата тренвильской платформы. Его породы повсеместно охарактеризованы фаунистически. Верхнерифейские-нижнепалеозойские серии, известные на Ню Фрисланде, хорошо сопоставляются с одновозрастными ком-плексами других районов Шпицбергена, имея в качестве маркера вендскую диамиктовую формацию. Границы комплекса определяются максимумами изотопных датировок, совпадающими с эпохами гренвиль-ской и каледонской тектономагматической активизации. На этом фоне выделяются вендские тектономагматические события, выразившиеся в появлении как тиллитов внутри вендских толщ и несогласий в их осно-вании, так и массивов основных интрузий. По-видимому, эта отражён-ная активизация связана со становлением байкальского фундамента в соседних регионах (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа). К собственно каледонским комплексам нужно отнести толщи конгломератов силурий-ско-девонского возраста, которые известны в западном и северозападном районах архипелага, и толщу красноцветов и сероцветов де-вонского грабена, сформированного в ходе регенерации рифтогенных процессов на эпигренвильской платформе.

2. Изучение минеральных парагенезисов в породах серии Атомфьелла, химизма слагающих их минералов и ГЖВ в кварце, цирконе и других минералах дало возможность определить характер и параметры прогрессивного метаморфизма этого комплекса [6 и др.]. Карельский метаморфизм (около 1750 млн лет) осадочно-вулканогенных образований проходил в условиях субдукционной обстановки и был наложен, видимо, на уже деформированную толщу. Метаморфизм относится к андалузит-силлиманитовому типу и характеризуется высокоградиентными изобарическими условиями, когда давление на протяжении долгого времени оставалось постоянным и не превышало 3,5–4,5 кбар, а температура достигала условий амфиболитовой фации (до 700°С и выше). Условия, в которых протекал метаморфизм, характеризовались низкой флюидонасыщенностью, при этом в имевшемся флюиде углекислота резко доминировала над водой. Эту ситуацию можно связывать с предположением о том, что толщи комплекса еще раньше были обезвожены в ходе раннего гранулитового метаморфизма. С процессами карельского метаморфизма связываются процессы мигматизации и анатексиса. Аналогичные материалы получены по породам других серий этого СВК (андалузитсиллиманитовый тип амфиболитовой фации, проходивший в изобарических условиях при T до 750°С и P до 4–5 кбар), что позволило сделать вывод о широком присутствии раннепротерозойских блоков среди складчатого основания архипелага.

3. Прогрессивный метаморфизм пород среднего СВК на основании петрологических данных охарактеризован как зональный низкоградиентный дистен-силлиманитового типа. Температуры метаморфизма в разных зонах менялись от 300-350°С до 650-710°С и выше, что соответствует широкому интервалу условий от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. В корневых частях структур, сложенных породами серий Кроссфьорд и Бренневинсфьорд, широко проявились процессы ультраметаморфизма с формированием мощных мигматитовых полей. Режим метаморфизма определен как декомпрессионный: на начальной стадии давление было высоким и достигало 7–8 кбар и выше, а вслед за куль-минацией метаморфизма следовал резкий спад давления, которое снизилось до 3,0-1,5 кбар. Заключительные стадии этого метаморфизма сопровождались высокой обводненностью, что стало результатом развития метасоматических процессов в условиях перехода от слабощелочной к слабокислой среде и образования зон порфиробластеза как в породах среднего СВК, так и в подстилающем комплексе. Этот же метаморфизм проявился как регрессивный для пород нижнего СВК, в результате чего здесь были сформированы новообразованные минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. С метасоматическими процессами этого этапа метаморфизма связана мобилизация рудного вещества в породах фундамента и образование мелких рудопроявлений железа, меди, свинца, цинка, золота. Возраст этого метаморфизма оце-нивается как среднерифейский, а обстановка его проявления отождествляется с зонами горизонтального растяжения, формирующимися при континентальном рифтогенезе [6 и др.].

4. Низкотемпературный метаморфизм пород промежуточного и верхнего СВК, охвативший значительную часть их объёма, связан с погружением позднерифейской – раннепалеозойской платформы, унаследованным от рифтогенного этапа развития. Температуры метаморфических изменений не превышали 250–350°С и зависели в основном от геотермоградиента. В результате в породах этих СВК были сформированы минеральные парагенезисы пренит-пумпеллиитовой фации и серицитхлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

5. Наложенный, собственно каледонский метаморфизм (силурийскодевонский) был связан с регенерацией рифтогенных процессов на эпигренвильской платформе и проявился локально, в основном вдоль зон глубинных разломов, которые контролировали каледонские движения. В породах промежуточного и верхнего СВК этот метаморфизм характеризуется как прогрессивный, т.к. низкотемпературные метаморфиты предыдущего этапа были повторно метаморфизованы в условиях биотит-хлоритовой субфации и выше при повышенных давлениях (Т до 400-500°С при Р до 5 кбар). В корневых частях зон глубинных разломов (ныне частично выведенных на дневную поверхность) условия достигали эклогит-глауко-фансланцевой фации (Т от 200–300°С до 645°С при Р до 10–24 кбар). В других СВК этот метаморфизм отразился как регрессивный (локально проявились процессы хлоритизации, актинолитизации и т.д., особенно вдоль зон глубинных разломов). С каледонским этапом связано также внедрение массивов гранитов, граносиенитов, монцонитов и формирование роговиков в их экзоконтактах. С заключительными стадиями каледонского этапа связана инверсия девонского комплекса, внедрение даек основногоультраосновного состава и формирование вдоль зон глубинных разломов рудопроявлений флюорит-барит-полиме-таллической формации [7]. Проявления жильного флюорита кварц-флюоритового генетического типа являются, по мнению А.Д. Щеглова [8 и др.], индикаторами геодинамических обстановок континентального рифтогенеза.

6. В итоге мы можем резюмировать, что блок коры, формирующий сводовое поднятие архипелага Шпицберген, вмещает крупную рифтогенную структуру полициклического развития. Время её заложения относится к среднему рифею, когда на эпикарельской протоплатформе была заложена система глубинных разломов, вдоль которых затем был сформирован среднерифейский авлакоген, представленный серией субпараллельных грабенов с осадочно-вулканогенным наполнением. В позднем рифее и раннем палеозое, после затухания рифтогенных процессов, продолжалось медленное унаследованное прогибание теперь уже эпигренвильской платформы, приведшее к формированию её осадочного чехла.

Регенерация рифтогенных процессов произошла в силурийскодевонское время. Она началась с общего растяжения и воздымания блоков коры, внедрения субщелочных гранитоидов и возобновления движений по зонам глубинных разломов. Результатом этого стало формирование структур девонского грабена Шпицбергена. О его эпиплатформенной природе ранее говорилось неоднократно [1, 4 и др.], и автор солидарен с этим мнением. Энергичное прогибание продолжалось, включая каменноугольное время, после чего с перми установился нормальный платформенный режим. Результатом этого стало формирование Баренцевоморской шельфовой плиты. Повторная регенерация рифтогенеза произошла на границе мезозой-кайнозой [5 и др.]. Она началась с воздымания территории в позднемеловое время и активизации фазы платформенного основного вулканизма. В палеогене начались активизация блоковых движений вдоль зон глубинных разломов и формирование Западно-Шпицбергенского грабенообразного прогиба, унаследовавшего положение и направление девонского грабена, и грабена Форлансуннет вдоль западного побережья архипелага. Таким образом, современный структурный план Шпицбергена во многом является унаследованным, а его заложение и формирование надо связывать со среднерифейским временем и процессами древнего рифтогенеза.

Литература

1. Бархатов Б.П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген // Вестн. ЛГУ. Геология, География. 1970. № 6, вып. 1. С. 157–159.

2. Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 120 с.

3. Ларионов А.Н. Геохронология складчатого основания восточного террейна архипелага Шпицберген. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Апатиты, 1999. 22 с.

4. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976, 192 с.

5. Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Л., 1973. 159 с. (Тр. НИИГА; Т. 174).

6. Сироткин А.Н. Эволюция метаморфических процессов в породах складчатого основания полуострова Ню Фрисланд (архипелаг Шпицберген). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2005. 21 с.

7. Сироткин А.Н., Хайлов В.В., Никитин Д.В. Минералогия и генезис рудопроявлений Центрально-Шпицбергенской полиметаллической зоны (о-в Западный Шпицберген) // ЗРМО, 2007. Ч. 136, № 5. С. 76–93.

8. *Щеглов А.Д.* К металлогении рифтовых зон // Геология руд. месторождений. 1989. № 1. С. 13–25.

9. Gee D.G., Schouenborg B., Peucat J.-J. et al. New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites. Norsk Geol. Tidsskr. 1992. V. 72. P. 181–190.

Геологические следствия изучения глубоководных илов с Северного полюса

Проведены первые исследования глубоководных илов, полученных в ходе высокоширотной глубоководной арктической экспедиции «Арктика-2007», состоявшейся в июле–августе 2007 г. под руководством А.Н. Чилингарова, с борта НЭС «Академик Федоров» непосредственно вблизи Северного полюса. Результаты опубликованы в статье Е.А. Гусева с соавторами [1]. Геологически точка опробования располагается в северной части океанической котловины Амундсена непосредственно вблизи северо-западного склона подводного хребта Ломоносова. Континентальная природа хребта Ломоносова хорошо доказана сейсмическими методами. Согласно работе [2], верхи разреза этого хребта сложены горизонтально-слоистыми кайнозойскими отложениями, под которыми с резким несогласием залегают стратифицированные мезозойские образования, разбитые серией листрических сбросов, еще ниже располагаются палеозойские и докембрийские породы.

Основные итоги проведенного изучения илов следующие. Тонкие, пелитовые, полужидкой консистенции осадки состоят из кварца (около 30 %), плагиоклаза (около 10 %), слюды (около 25 %), каолинита (около 15 %), хлорита (около 5 %) и смектита (около 15 %). При выделении остатков ископаемых микроорганизмов в составе илов обнаружены многочисленные углистые частицы.

В илах присутствуют голоценовые формы фораминифер и наннофоссилий, указывающие на соответствующий возраст илов. Встречены также современные виды кремневых микроорганизмов и спор. Наряду с ними обнаружено большое количество переотложенных диатомей и палиноформ.

Переотложенные океанические виды диатомей относятся к поздне среднемиоценовым и раннеолигоценовым формам, которые встречаются от Норвежского моря до севера Тихоокеанского региона и, в том числе, в разрезе скважин на хребте Ломоносова, пробуренных в рейсе 302 IODP [3]. Неритические переотложенные диатомеи имеют плейстоценовый и палеогеновый возраст. Такие формы широко распространены в ледниковых отложениях севера европейской части России и Западной Сибири [4] и, таким образом, их наличие в илах свидетельствует о прив-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

носе вещества с территории данных регионов в ходе формирования глубоководных илов котловины Амундсена.

Переотложенные палиноморфы имеют палеозойский, мезозойский и палеогеновый возраст. Среди спор палеозоя доминируют таксоны девонского возраста. Аналогичные мезозойские и палеозойские формы обнаружены обломках углистых алевролитов, поднятых в составе брекчии с евразийского склона хребта Ломоносова и описанных в работе А.Крантца и др. [5]. Эти алевролиты наземного происхождения; судя по набору палиноформ, имеют мезозойский возраст (юра-мел) и содержат переотложенные палеозойские палиноморфы.

Распределение глинистых минералов в изученных илах (слюда ~40%, хлорит ~10, каолинит ~25 и смектит ~25 %) существенно разнится от такового, характерного для глубоководных областей Северного Ледовито-го океана (иллит ~55 %, хлорит ~25, каолинит ~15 и смектит ~10 % [6]). Это различие указывает, что наряду с материалом ледового разноса и материалом, принесенным течениями, при формировании исследуемых илов существовал дополнительный источник сноса. Наиболее вероятным таким источником являются склоны близлежащего хребта Ломоносова. В работе В.Я. Кабанькова и др. [7] показано, что донные осадки такой расчлененной области, как дно центральной части Северного Ледовитого океана, в значительной мере формируются за счет склоновых процессов и образования элювиально-делювиальных осадков за счет плотных древних пород. В работе А.Крантца и др. [5] описываются углистые алевролиты мезозойского возраста, встреченные на склоне хребта Ломоносова. Авторы этой работы приходят к выводу, что подобные породы могут слагать мезозойский разрез хребта Ломоносова, залегаю-щий ниже нижнепалеогенового несогласия. Изученные особенности ве-щественного состава и состава палиноформ илов, поднятых на Северном полюсе, свидетельствуют о том, что в их образовании заметную роль могли играть продукты подводного разрушения именно этих алевролитов. В алевролитах и изученных илах присутствует сходный набор па-леозойских и мезозойских палиноформ (юра–мел). Сами алевролиты уг-листые, а их минеральный состав: кварц – 36%, полевой шпат – 8%, слюда – 10 %, темноцветные минералы – 8, глины – 10, близок к таковому в изученных илах. Подобные алевролиты образуют в разрезе островов Земли Франца-Иосифа многокилометровую толщу [8].

Находки коренных пород мезозойского и более древнего возрастов, которые могут принимать участие в строении хребта Ломоносова, чрезвычайно редки. Описанные особенности состава донных илов и видового набора содержащихся в них переотложенных палиноформ свидетельствуют об относительно широкой обнаженности на склонах хребта Ломоносова мезозойских пород, близких к углистым алевролитам и подвергающихся в голоценовое время размыву.

Наличие переотложенных палеогеновых палиноформ и кремнистых организмов указывают на то, что в данное время размываются и лежащие выше по разрезу палеогеновые отложения хребта Ломоносова.

Литература

1. Гусев Е.А., Сколотнев С.Г., Александрова Г.Н. и др. Первое изучение глубоководных илов с Северного полюса // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 6. С. 1–5.

2. Буценко В.В., Поселов В.А. О геологической природе геоструктур Центрально-Арктического региона // Исследования литосферы в работах Петербургских геофизиков СПб.: ВИРГ: Рудгеофизика: ВНИИОкеангеология, 2003. С. 161–170.

3. Backman J., Moran K., Mcinroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. doi:102204/iodp.proc.302.104.2006.

4. Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные / Ред. А.И. Прошкина-Лавренко. Л.: Наука, 1974. Т. 1. 403 с.

5. Grantz A., Pease V.L., Willard D.A. et al. Bedrock cores from 89° North: Implications for the geologic framework and Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // GSA Bull. 2001. V. 113, № 10. P. 1272–1281.

6. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 403 с.

7. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–49.

8. Дибнер В.Д., Разин В.К., Зонкина З.З. Литология и условия седиментации мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Труды по геологии Арктики. 1962. Т. 121. С. 440–474.

А.И. Слабунов¹, Н.В. Шаров¹, Н.И. Щипцова¹

Строение и история становления земной коры Беломорского региона в раннем докембрии: синтез геологических, петрологических и геофизических данных

Белое море пронизывает древнюю – восточную – часть Фенноскандинавского щита и создает уникальные возможности для изучения раннедокембрийских образований Беломорской провинции (БП) [9 и ссыл-

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

ки там]. Кроме того, на Терском берегу доступны для изучения неопротерозойские (рифейские) образования, слагающие палеорифтовую систему Белого моря [2]. Благодаря тому, что наряду с хорошей геологической изученностью в Беломорском регионе проводились и проводятся разнообразные геофизические исследования [6–8 и ссылки там], позволяющие судить о структуре литосферы, он является полигоном для разработки и тестирования моделей формирования земной коры на ранних стадия развития Земли и взаимосвязи с ними более поздних структур, например, рифтов.

Через БП проходят профили глубинного сейсмического зондирования ОГТ Кемь-Калевала – 4В и часть профиля 1-ЕВ, южная часть морского ГЗС геотраверса 3-АР [6–8]. Первый и последний из них пересекают основные структуры провинции под углом, близким к прямому, а второй ориентирован большей частью параллельно им. Мощность земной коры в пределах БП варьирует от 39 до 49 км, но на большей части – от 40 до 42 км, в Карельской повинции – от 35 до 62 км, в Кольской – от 34 до 45 [6]. Наиболее существенно отличается от соседних провинций стуктура земной коры БП: она насыщена, особенно в зоне сочленения с Карельской провинцией, относительно пологими сейсмоотражающими поверхностями, связанными, по-видимому, с покровной тектоникой.

Среди пород, слагающих БП, не установлены структурно-вещественные комплексы с возрастом, превышающим 2,9 млрд лет. Только в осадочных породах Чупинского парагнейсового пояса, Суомуярвинского комплекса и Хизоваарской структуры обнаружены зерна детритового циркона с возрастом древнее 3,0 млрд лет, что указывает на наличие в его протолите относительно древнего компонента [9 и ссылки там]. В то же время, структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся до 2,9 млрд лет, широко развиты в ряде террейнов Карельского кратона. Ранняя стадия (2,88–2,83 млрд лет) развития континентальной зем-

Ранняя стадия (2,88–2,83 млрд лет) развития континентальной земной коры БП маркируется вулканогенными и осадочными образованиями, входящими в состав зеленокаменных поясов Керетского, Центрально-Беломорского и Тулппио, а также парагнейсового Чупинского пояса. Среднекислые вулканиты Керетского зеленокаменного пояса, метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса и фрагменты океанической коры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса с возрастом 2,88– 2,83 млрд лет составляют латеральный ряд, маркирующий различные зоны мезоархейской субдукционной системы западнотихоокеанского типа.

Зеленокаменный комплекс пояса Тулппио, в составе которого отмечены вулканиты, сопоставимые с островодужными, маркирует еще одну располагающуюся к ССВ от керетьозерской (в современной системе координат) конвергентную границу.

Развитие древних островодужных систем завершается примерно 2,83–2,8 млрд лет назад, когда происходит аккреция островодужных, троговых, океанических комплексов, формирование ранней генерации гранитоидов ТТГ ассоциации, метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации. Кроме того, на завершающей стадии развития северной конвергентной границы (зеленокаменный пояс Тулппио) образуются массивы сиенитов, которые служат индикатором существования здесь развитой континентальной коры.

Здесь развитои континентальной коры. Таким образом, в период 2,88–2,8 млрд лет в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры: микроконтиненты «керетьозерский» и «тулппио». Последний, возможно, является частью более крупного фрагмента континентальной коры.

В период 2,8–2,72 млрд лет формируется несколько субдукционноаккреционных систем. Супракрустальные образования этого периода известны в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (хизоваарский зеленокаменный комплекс), Енском и Пебозерском зеленокаменных поясах.

Выделяется по крайней мере две островодужные системы, сформировавшиеся в этот период. Супрасубдукционный офиолитовый комплекс, фрагменты которого установлены в Ириногорской и Хизоваарской структурах, сформировался в основании юной островной дуги или в задуговом бассейне. Позднее образуется зрелая вулканическая островная дуга с известко-щелочными и адакитовыми вулканитами среднего и кислого составов [9 и ссылки там].

Ная дуга с известко-щелочными и адакитовыми вулканитами среднего и кислого составов [9 и ссылки там]. В период 2,8–2,72 млрд лет за счет субдукционно-аккреционных процессов образовался «беломорский» микроконтинент, ядром которого стал «керетьозерский» блок сиаля. К северу от него, отделенный океанической литосферной плитой, располагался микроконтинент «тулппио». Взаимодействие двух этих фрагментов континентальной коры предопределило дальнейшую историю развития аккреционно-коллизионной системы.

Следующая, «предколлизионная», стадия (2,74–2,71 млрд лет) развития литосферы Беломорской системы фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербитчарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) [4, 9 и ссылки там] в западной части системы (Западно-Беломорский гранулитовый пояс) и эклогитового метаморфизма – в восточной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением субдукционных процессов (в режиме активной континентальной окраины) на окраине «беломорского» микроконтинента, а древнейшие в мире неоархейские (2720 млн лет) эклогиты Гридинского комплекса [9 и ссылки там] формируются непосредственно в зоне субдукции. В это же период (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется

В это же период (2724 млн лет) в тыловой части системы образуется крупный диорит-плагиогранитный (санукитоидный) батолит. Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет Беломорская аккреционно-

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет Беломорская аккреционноколлизионная система вступает в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровно-складчатой тектоники, высокобарического метаморфизма (2717–2707 млн лет) [4, 5 и ссылки там], гранитообразованием (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизионных S-гранитов), в западной части структуры в это же время формируются гранитогнейсовые купола.

Следствием коллизии является увеличение мощности коры, в результате – ее гравитационная неустойчивость, которая реализуется как коллапс орогена. Одним из проявлений этого процесса является габброидный магматизм [9 и ссылки там]. На этой же стадии образуются вулканиты и грубообломочные осадки Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, имеющие черты сходства с вулканогенными молассами и свидетельствующие о расчлененности рельефа. На завершающем этапе развития системы происходит формирование разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных (например, юковский комплекс). В раннем палеопротерозое (2,45–2,1 млрд лет) БП входит в область

В раннем палеопротерозое (2,45–2,1 млрд лет) БП входит в область влияния мантийных плюмов, в результате воздействия которых образуются многочисленные массивы, рои даек и дайки габброидов и, реже, гранитоидов. По периферии БП формируются рифтогенные структуры, фрагментами которых являются, например, Шомбозерская, Лехтинская, Имандра-Варзугская.

В период ~2,0–1,75 млрд лет БП вовлекается в коллизионные, поздне- и постколлизионные процессы, связанные с формированием Лапландско-Кольского орогена [1]. Именно в этот период древние структурно-вещественные комплексы БП выводятся на поверхность по системе пологих надвигов и, в частности, надвинуты на палеопротерозойские рифтогенные комплексы на границе Карельской и Беломорской провиций. Граница этих провинций фиксируется, кроме геологических и петрологических данных, по резкому изменению изотопного U-Pb возраста сфенов: в Карельской провинции – они архейские, в Беломорской – палеопротерозойские (2,0–1,75 млрд лет) [3]. Комплексы ядра Лапландско-Кольского орогена в свою очередь надвинуты на образования БП. Северо-восточная граница БП, вероятно, трассируется от Колвицкой структуры по осевой части Кандалакшского залива Белого моря. Вдоль этой границы в неопротерозое закладывается один из наиболее глубоких палеорифтов системы Белого моря [2, 8].

Таким образом, вещество, слагающее континентальную кору БП, сформировалось главным образом во второй половине архея (2,9–2,58 млрд лет) при определенном влиянии палеопротерозойских (~2,45–2,1 млрд лет) рифтогенных процессов, а его чешуйчато-надвиговая структура – в ходе неоархейских (~2,7 млрд лет) и палеопротерозойских (~1,75 млрд лет) коллизионных событий. Наблюдаемая в ходе сейсмических экспериментов структура земной коры Беломорского региона [6, 7] отлична от строения соседних провинций, что является отражением сложной истории его становления.

Работа выполняется при финансовой поддержке ОНЗ-14 и РФФИ, проект № 06-05-64876.

Литература

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. д-ра ...геол.-минерал. наук. СПб., 2002. 32 с.

2. Балуев А.И., Моралев В.П., Глуховский М.З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.

3. Бибикова Е.В., Слабунов А.И. и др. Тектонотермальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

4. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 248 с.

5. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

6. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

7. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 193 с.

8. Журавлев В.А., Шипилов Э.В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломрской рифтовой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 786–790.

9. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С. 3–32.

Тепловой режим литосферы пассивных континентальных окраин на примерах Северо-Западного Шпицбергена и Юго-Восточной Австралии

Северо-запад о-ва Шпицберген и юго-восток Австралии относятся к числу немногих известных районов пассивных континентальных окраин, в маломощной шпинель-перидотитовой литосферной мантии которых настолько часты жилы гранатовых пироксенитов, что их фрагменты обнаружены в ксенолитах, вынесенных щелочно-базальтовыми магмами. К началу вулканизма пироксениты были термически уравновешены с вмещающими перидотитами. Поэтому температуры и давления равновесий минералов пироксенитов так же, как и минералов перидотитов, в низкотемпературных ксенолитах характеризуют тепловой режим литосферы (стационарный или возмущённый), а в высокотемпературных – нагрев ксенолитсодержащими магмами пород стенок каналов, по которым эти магмы продвигались сравнительно медленно от основания литосферы до глубины их извержения – быстрого подъёма к поверхности Земли.

Температуры и давления в литосферной мантии на северо-западе о-ва Шпицберген измерены по равновесию гранат-ортопироксен-клинопироксен в низкотемпературных ксенолитах пироксенитов из щелочных базальтоидных магм плиоцен-четвертичных вулканов Сигурдфьеллет, Халвданпигтен и Сверрефьеллет [1, 2], построенному пятью двупироксеновыми термометрами и гранат-ортопироксеновым барометром. Аппроксимация их уравнением стационарной кондуктивной геотермы даёт высокие значения поверхностного и радиогенного корового тепловых потоков ($q_{\rm S}$ = 90 и $q_{\rm C} = 56 \text{ мBt/m}^2$, соответственно), а также астеносферного теплового потока ($q_{\rm A} = 34 \text{ MBt/m}^2$) через основание литосферы. Глубина основания литосферы ($H_{\rm L} = 70$ км) оценена по глубине извержения ($H_{\rm F}$) согласно зависимости для щелочно-базальтовых и кимберлитовых магм [3] $\ln(H_{\rm L} - H_{\rm F}) =$ 1,62 + 0,0168 *H*_F. *H*_F определяется минимальной глубиной высокотемпературных ксенолитов и только в отсутствие таковых, как на Шпицбергене, приравнивается к максимальной глубине низкотемпературных ксенолитов, в частности, ксенолита 10-22 (57 км) [2]. Таким образом, на северо-западе Шпицбергена литосфера тоньше, чем в западной части Баренцева моря, где по скоростям S-волн $H_{\rm L} \approx 100$ км [4]. Утонение литосферы и обогащение коры Шпицбергена теплогенерирующими изотопами U, Th и K происходи-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ло, по-видимому, в каледонскую орогению, в ордовике-силуре, когда литосфера океана Япетус погружалась под литосферу Лаврентии, на активной окраине которой находился Шпицберген.

Аналогичные процессы на юго-востоке Австралии, в палеозойском Лакланском складчатом поясе, связаны с субдукцией Тихоокеанской плиты, начавшейся в раннем кембрии, после образования Гондваны, и продолжавшейся в девоне. В результате литосфера пояса тонкая ($H_{\rm L} = 80$ км, по сейсмическим данным [5]) и горячая, особенно в самой западной части Лакланского пояса, в зоне Стоэлл, на западе штата Виктория. Там $q_{\rm S} < 95$, $q_{\rm C} < 66$ и $q_{\rm A} > 28$ мВт/м² по данным термобарометрии низкотемпературных ксенолитов гранатсодержащих пироксенитов из четвертичных вулканов Лейк-Гнотук, Лейк-Булленмерри и Маунт-Льюра. Эти значения, рассчитанные при условии стационарного теплового режима литосферы, отлично согласуются с $q_{\rm S} > 90$ и $q_{\rm C} \approx 60$ мВт/м², полученными [6] с помощью измерений в скважинах Западной Виктории. Следовательно, литосфера юговостока Австралии до максимальной глубины низкотемпературных ксенолитов (*H*_F = 65 км) нагрета не мантийным плюмом, вызвавшим четвертичный вулканизм. Для приближения теплового режима нагретой литосферы юго-востока Австралии к стационарному, т.е. для того, чтобы q_S соответствовал высокому д_A, необходим её постоянный и длительный (более 100 млн лет) нагрев, который мог установиться только со времени утонения литосферы, т.е. с девона. Согласно азимутальной сейсмической анизотропии Sволн [7], под утонённой литосферой юго-востока Австралии концентрируется восходящий горячий поток, который обтекает глубокие холодные подлитосферные корни соседнего архейско-раннепротерозойского Южно-Австра-лийского кратона с мощной литосферой (H_I = 200–250 км [5]) и алмазоносносными юрскими кимберлитами вблизи Оррору и на п-ове Эйр.

Восходящий горячий поток, отклоняющийся от толстой к тонкой континентальной литосфере, содержит меньше воды, чем океанический астеносферный поток, перемещающий литосферные плиты. Поэтому на рисунке кривая δ для континентальной литосферы умеренной мощности, на которой лежат точки Северо-Западного Шпицбергена и Юго-Восточной Австралии, выше кривой *a*, рассчитанной по термобарометрии ксенолитов для Тихоокеанской плиты с возрастами коры 70–110 млн лет ($H_L = 85-103$ км, соответственно) при коэффициенте теплопроводности литосферной мантии 3,5 Вт/(м·К) и экстраполированной за пределы этого возрастного интервала.

Материал океанического астеносферного потока, охладившийся в океанической обстановке, относительно полого погружается под литосферу



Зависимости мощности континентальной и океанической литосферы от обратного астеносферного теплового потока по данным термобарометрии ксенолитов и алмазов из вулканов и кимберлитовых трубок

Вид точек – геодинамическое положение: *I* – пассивные окраины и центральные области континентов с литосферой мощностью ≤175 км; *2* – тыл Андской дуги; *3* – архейские кратоны с литосферой мощностью ≥235 км; *4* – частично нагретая мантийным плюмом литосфера; *5* – центральная часть южноафриканского архейского Каапваальского кратона, район Кимберли (в числителе – номер точки, в знаменателе –

время, в млрд лет назад).

Номера точек – название / место вулкана (1–4, 8, 17) или трубки: 1 – Северо-Западный Шпицберген, Норвегия; 2 – Западный Лаклан, Австралия; 3 – Марсабит, рифт Анца, Кения; 4 – Лашейн, Танзания; 5 – провинция Гибеон, Намибия; 6 – остров Сомерсет, Канада; 7 – Уильямс, США; 8 – вулканическое поле Пали-Аике, Южная Патагония, Аргентина – Чили; 9–12 – Кимберли, Фрэнк-Смит, Финш, Яхерсфонтейн (все трубки мелового возраста), Каапваальский кратон, ЮАР; 13 – Северное Лесото; 14 – Джеричо, Канада; 15 – Слоун, США; 16 – Премьер (возраст 1,18 млрд лет),

ЮАР; 17 – Лабаит, Танзания.

Кривые: *а* – Тихоокеанская плита, *б* – пассивные окраины и центральные области континентов с литосферой умеренной мощности, *в* – Каапваальский кратон в меловое время, *г* – охлаждение литосферы района Кимберли пассивной континентальной окраины и её астеносферу, сложенную веществом восходящего горячего потока. Это вещество гидратируется за счёт дегидратации нижележащего океанического астеносферного материала. Дегидратация уменьшается с глубиной погружения и прекращается в переходной зоне мантии из-за высокой растворимости воды в устойчивых там полиморфных модификациях оливина – вадслеите и рингвудите. Резкое увеличение мощности литосферы при переходе от протерозойских мобильных поясов к архейским кратонам (не менее чем на 60 км по рисунку) приводит к очень крутому погружению холодного океанического астеносферного материала и проникновению его под окраинами архейских кратонов Африки (Западно-Африканского, Конго и Каапваальского) в переходную зону мантии согласно сейсмической томографии [8] и утолщению этой зоны [9]. В итоге мощнейшая литосфера архейских кратонов (см. рисунок): южноафриканского Кааваальского (точки 9–13, 16), североамериканских Слейв (14) и Вайоминг (15) – находится в равновесии, хоть и с повышенным, но самым сухим восходящим потоком.

Напротив, литосфера вулканического поля Пали-Аике (точка 8), расположенного в ~200 км к востоку от Андской дуги, продолжает утоняться, поскольку её современная мощность слишком велика для рассчитанного q_A . К тому же в задуговой астеносфере больше воды, чем в астеносфере пассивных континентальных окраин, поэтому в случае равновесия $H_L - q_A$ точка 8 должна была бы лежать ниже кривой δ . Нижняя часть литосферы района четвертичного вулкана Лабаит (точка 17), находящегося на восточной окраине Танзанийского кратона, нагрета Кенийским плюмом, с которым связано образование Восточно-Африканской рифтовой системы. При избыточной температуре плюма, равной 250°С, литосфера на глубинах свыше 110 км нагревалась 13 млн лет, тогда как рифтовый вулканизм на восточной окраине кратона начался всего 5–8 млн лет назад [10].

Итак, мощная литосфера континентов устойчива к конвективной эрозии благодаря своей высокой вязкости. Такая вязкость сохраняется из-за исключительной сухости горячего вещества, поднимающегося к основанию континентальной литосферы с глубин >1000–1100 км, выше которых в основном завершается дегидратация субдуцированных материалов океанических литосферы и астеносферы. Следовательно, по мере охлаждения мантии Земли в связи с распадом её теплогенерирующих изотопов континентальная литосфера нарастает (см. рисунок, кривая *г*) за счёт очень сухого и истощённого базальтовыми компонентами вещества нижней мантии.

Литература

1. Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath north-western Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophys. 1987. V. 139, № 3/4. P. 169–185.

2. Копылова М.Г., Геншафт Ю.С., Дашевская Д.М. Петрология верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов Северо-Западного Шпицбергена // Петрология. 1996. Т. 4, № 5. С. 533–560.

3. Славинский В.В. Динамическая природа океанических внутриплитных поднятий // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 269–273. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

4. Paulssen H., Bukchin B.G., Emelianov A.P. et al. The NARS-DEEP Project // Tectonophys. 1999. V. 313, № 1/2. P. 1–8.

5. Simons F.J., Zielhuis A., van der Hilst R.D. The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography // Lithos. 1999. V. 48, № 1/4. P. 17–43.

6. *Purss M.B.J., Cull J.* Heat-flow data in western Victoria // Austral. J. Earth Sci. 2001. V. 48, № 1. P. 1–4.

7. *Simons F.J., van der Hilst R.D.* Seismic and mechanical anisotropy and the past and present deformation of the Australian lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 211, № 3/4. P. 271–286.

8. *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.

9. *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.

10. Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G. et al. Plume–lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa // J. Petrol. 2001. V. 42, No 5. P. 877–900.

В.Н. Смирнов¹, М.Н. Кондратьев¹

Кайнозойский рифтогенез на Чукотском полуострове

На Чукотском полуострове установлены многие геологические объекты, указывающие на рифтогенный характер его развития в течение ранне-го и позднего кайнозоя. Это межгорные впадины, проявления базальто-идного магматизма, высокая сейсмическая активность. До настоящего времени они остаются еще очень слабо изученными, поэтому природа рифтогенеза трактуется крайне неоднозначно [3, 8].

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

Согласно данным геологического картирования [4, 5 и др.], докайнозойское тектоническое основание Чукотского полуострова представлено Уэленским и Сенявинским блоками Восточно-Чукотского докембрий-ского массива, разделяющими их мезозойскими структурами Чаун-Чукотской складчатой зоны, а также наложенными вулканоструктурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Основными кайнозойскими структурами полуострова являются глыбовые поднятия главного водо-раздела и п-ова Дауркина, а также Колючинско-Мечигменская, Улю-веемская, Игэльвеемская и др. межгорные впадины, выполненные кай-нозойскими континентальными и морскими отложениями.

Судя по составу и распространению коррелятных комплексов, на Чукотском полуострове можно выделить 2 этапа тектонической активиза-ции в кайнозое, разделенных продолжительным этапом тектонической стабилизации и конденудационного развития поверхности. Первый этап, имевший место в раннем палеогене, выразился в образовании межгор-ных впадин, вмещающих мощные толщи континентальных терригенных осадков с прослоями туфогенных пород, и, как выяснилось в последнее время, в достаточно обширных проявлениях базитового вулканизма. В ходе геологической съемки были установлены базальтовые покровы мощностью до 190 м в Игэльвеемской впадине и до 80 м – в верховьях рек Крынэнэйвеем и Пучэвеем, расположенных к северо-востоку от Колючинско-Мечигменской впадины. Среди них выделены две различаюциеся по составу разновидности оливинсодержащих базальтов: натрие-вых и субщелочных калиево-натриевых, возраст которых был определен по косвенным признакам как неоген-четвертичный [6]. В последние го-ды получены новые данные о возрасте субщелочных базальтов, расположенных в Игельвеемской неотектонической впадине, которые были опробованы в 2004 г. в ходе тематических исследований. Выполненный в СВКНИИ ДВО РАН калий-аргоновый анализ 4 образцов базальтов показал их возраст от 54 ± 2 до 60 ± 1 млн лет [7]. Таким образом, тектоническая активизация Чукотского полуострова в начале кайнозоя не толь-ко выразилась в образовании межгорных впадин, но и сопровождалась излияниями значительных масс субщелочных базальтов и имеет характерные черты рифтогенеза.

В самом конце миоцена – раннем плиоцене начался этап неотектонической активизации региона. К этому времени относятся проявления щелочно-базитового вулканизма в юго-западной части Чукотского полуострова в бассейне р. Энмелен, которые детально охарактеризованы работе В.В. Акинина и Ю.Е. Апта [1]. Ими установлены потоковые, жерловые фации, руины вулканов, сложенные в основном лавами щелочных базальтоидов, которые содержат глубинные включения. Их возраст определяется (по K-Ar) в интервале от 5,9 до 4,2 млн лет [1]. По данным геологосъемочных работ, в восточной части Чукотского полуострова в районе оз. Коолень установлены линзообразные тела и дайки щелочных пикритов, внедрение которых по времени связывается с энмеленскими проявлениями щелочных базальтоидов. По-видимому, указанными магматическими комплексами отмечено начало формирования новейшей рифтогенной структуры Чукотского полуострова.

На Чукотском полуострове установлены крупные, протяженностью в десятки и первые сотни километров, активные разломы субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний, которыми формируется неотектоническая структура полуострова. Они ограничивают блоки с разной амплитудой вертикальных движений, различной конфигурацией в плане и ориентировкой. Преобладают сбросы и сбросо-сдвиги, ограничивающие межгорные впадины. С северо-западными и северо-восточными разломами связано большинство очагов инструментально установленных сильных землетрясений, к ним тяготеют крупные тектонические и гравитационные палеосейсмодислокации [7].

Ционные палеоссисмодислокации [7]. Наиболее характерными неотектоническими структурами Чукотского полуострова являются многочисленные межгорные впадины. Их размеры варьируют в широких пределах: от первых километров в поперечнике до 100 км и более в длину и 20 км в ширину. Конфигурация впадин также разнообразна: удлиненные, часто дугообразные, ориентированные преимущественно в северо-западном направлении, реже они имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Крупнейшей из них является Колючинско-Мечигменская впадина, которая протягивается от побережья Чукотского моря до побережья Берингова и отделяет п-ов Дауркина от остальной территории Чукотского полуострова. К западу от нее и параллельно ей расположены Улювеемская и Ватапкайваамская межгорные впадины. К последней тяготеет отмеченный выше ареал молодого щелочно-базитового вулканизма. К востоку от Колючинско-Мечигменской впадины расположена Игельвеемская впадина север-северо-западного простирания и некоторые другие.

С межгорными впадинами пространственно связаны реликты плиоценовой поверхности выравнивания разных гипсометрических уровней, которые существенно дополняют характеристику новейшей структуры Чукотского полуострова. В некоторых местах поверхности самых высоких и самых низких уровней вплотную контактируют по разломам, формируя контрастный рельеф. Наиболее широко такой режим новейших вертикальных движений проявился в пределах Провиденского горного массива. Здесь по многочисленным сбросам образована сложная система грабенов. При этом часто грабены включают в себя как впадины, расположенные на суше, так и примыкающие к ним бухты. Важно отметить также, что дно бухт часто находится на большей глубине, по сравнению со средними глубинами в этой части шельфа Берингова моря, что указывает на некомпенсированное погружение подводных впадин. Рассмотренная неотектоническая ситуация, характерная для всего южного побережья Чукотского полуострова, свидетельствует о современной геодинамической обстановке растяжения в этом районе. Здесь же установлены геоморфологические признаки сдвиговой кинематики для отдельных разломов северо-восточного простирания. Одним из примеров такого рода является Ткаченский разлом длиной около 100 км, протягивающийся в северо-восточном направлении от мыса Чукотского до Мечигменского залива.

В пределах Чукотского полуострова выделяется одноименная сейсмическая зона, которая характеризуется высокой активностью в течение XX века и в настоящее время. В ее пределах происходили землетрясения магнитудой до 6,9, а также более 10 землетрясений магнитудой выше 5. Подземные толчки энергетического класса 10 происходят ежегодно, иногда по несколько раз в год. Для Чукотской сейсмической зоны характерны малые глубины гипоцентров, большей частью до 10 км, что определяет высокую степень сотрясаемости поверхности даже при сравнительно небольших энергиях землетрясений [2, 8]. Анализ пространственного размещения эпицентров землетрясений показал, что они тяготеют к нескольким крупным сейсмогенерирующих разломам северо-западного и северо-восточного простирания, которые играют первостепенную роль в новейшей структуре полуострова, контролируя размещение, простирание и конфигурацию межгорных впадин.

Литература

1. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.

2. Андреев Т.А., Мигович И.М., Смирнов В.Н. Сейсмичность Северо-Востока СССР и ее связь с геологическими структурами и неотектоникой // Геофизические исследования структуры и геодинамика земной коры и верхней мантии Северо-Вос-тока СССР. Магадан, 1979. С. 113–127.

3. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шитилов Э.В. Система кайнозойских рифтов Вос-точной Арктики и ее возможное значение // Докл. РАН. 1995. Т. 345, №1. С. 84–86.

4. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:1 500 000 / Гл. ред. М.Е. Городинский. М.: Мингео СССР, 1980.

5. Крюков Ю.В., Плясунов В.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Q-2-XXV (объяснительная записка). М., 1987. 100 с.

6. Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н. Тектоногеоморфологический анализ кайнозойских рифтогенных структур Чукотского полуострова // Сборник материалов I(XIX) Международной Конференции молодых ученых, посвященной 60-летию Института морской геологии и геофизики ДВО РАН, «Изучение природных катастроф на Сахалине и Курильских островах». Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 128–133.

7. Смирнов В.Н., Галанин А.А., Шведов С.Д., Кондратьев М.Н. Активные структуры и сейсмотектоника Чукотского полуострова // Всероссийская конференция «Чте-ния памяти академика К.В. Симакова». Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. С. 34–36.

8. Fujita K., Mackey K.G., McCaleb R.C. et al. Seismicity of Chukotka, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2002. V. 360. P. 259–272.

С.Ю. Соколов¹

Остаточные аномалии Буге акватории Арктики – источник дополнительной информации о тектоническом строении фундамента

Короткопериодные гравитационные аномалии (длины волн менее 500 км) отражают вариации плотности и рельеф контрастных плотностных границ земной коры и верхней мантии. Остаточные аномалии Буге в максимальной степени отражают особенности строения земной коры.

Расчет остаточных аномалий Буге. Для расчета аномалий использовались данные по гравитационным аномалиям в свободном воздухе [1] и данные по рельефу [2], приведенные к регулярной сетке 2500 м с предварительной фильтрацией высокочастотных компонент до совместимости с гравикой. Расчет классических аномалий Буге (компенсация наиболее контрастной плотностной границы вода-дно) проводился для средней плотности коры 2,75 г/см³ при интегрировании рельефа в окружности с радиусом 166 км. Для получения компенсации аномального поля за осадочный чехол необходимо наличие значений мощности осадков на сетке со сходной детальностью, которое в настоящий момент отсутствует. Поэтому расчет поправок на чехол не проводился. Расчет мантийных аномалий Буге по методу Куо и Форсайта, подразумевающему постоянную мощность океанической коры около 6 км, также не проводился, поскольку учет модельной константы не меняет конфигурации аномального поля и с практической точки зрения лишен смысла. Расчет компенсации аномалий Буге за термические параметры мантии был проведен следующим образом. Поскольку термовариации мантии являются параметром, имеющим характерный размер не менее 100 км, и детальной количественной информации для ее инструментального определения с заданной детальностью не имеется, было решено

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

осуществить устранение гравитационных эффектов глубинного тепла обычной высокочастотной фильтрацией. Собственно говоря, получение остаточных аномалий Буге как поля, максимально отражающего строение коры и верхней мантии до глубин 15–20 км с практической точки зрения может быть решено именно как выделение высокочастотной части аномалий Буге. Таким образом, получение остаточных аномалий решает обе проблемы. Известно, что глубина источника аномалии и ее размер в плане соотносятся приблизительно как 1:3. Удаление из аномального поля Буге длин волн более 60 км формирует искомый результат – остаточные аномалии Буге (рисунок).

Данное аномальное поле отражает гравитационный эффект источников до глубин 20 км, т.е. максимально репрезентативно для исследования тектоники земной коры. Кроме того, данное поле четко оконтуривает градиентные зоны, связанные с переходом океан-континент, и бортовые зоны погребенных грабенов, палеорифтовых зон шельфа. Подобная интерпретация остаточного поля осуществима благодаря удалению длиннопериодных компонент, амплитуда которых больше, чем у короткопериодных, и которые, как правило, маскируют слабые вариации, мешая интерпретации последних.

Дополнительная тектоническая информация. Анализ остаточных аномалий Буге позволяет обнаружить новые закономерности тектонического строения фундамента акватории Арктики, не выделявшиеся ранее.

В Канадской котловине ось палеоспрединга, занимающая позицию, близкую к медианной по отношению к бортам котловины, обнаруживает эшелонированное строение с правым сдвигом порядка 10–15 км и размерами блоковой сегментации 35–50 км.

Наблюдаются линейные зоны север-северо-западной ориентации, расположенные от котловины Подводников далее на шельфе Восточно-Сибирского моря и достигающие суши Евразии. В котловине Подводников у западного обрамления хребта Менделеева эти зоны обрамляют район глубоких минимумов аномалий в свободном воздухе. Отметим, что эти линейные зоны не адекватны грабеноподобным депрессиям массива Де-Лонга.

На шельфе Карского моря четко прослеживаются дугообразные аномалии, продолжающие структуры Новой Земли к п-ову Таймыр и островам Северная Земля, причем главной новой особенностью является их совмещение с линейными аномалиями, продолжающими структуры северного обрамления Новой Земли (Адмиралтейский вал) к Северной Земле через трог Святой Анны.



Остаточные аномалии Буге акватории Арктики, полученные путем высокочастотной фильтрации классических аномалий Буге (длины волн менее 60 км)

На западе Баренцева моря в районе сочленения Ольгинского и Медвежинского бассейнов наблюдаются линейные зоны, нарушенные правыми сдвигами с амплитудой смещения до 60 км. Линии сдвигов имеют востоксеверо-восточную ориентацию, параллельную оси хребта Книповича, пересекают северное обрамление Баренцевоморского шельфа в районе трога Орел и прослеживаются в Евразийской котловине вплоть до хребта Гаккеля. Наличие линейной зоны в этом районе отмечалось panee (Shipilov, Senin, 1992), она интерпретировалась как грабен, стыкующийся с Нордкапским бассейном. Данные, полученные из анализа остаточных аномалий, показывают, что это зона является преимущественно сдвиговой с элементами растяжения, формирующими на северном обрамлении Баренцева моря локальные рифтогенные структуры, параллельные хребту Книповича. Это подтверждается данными экспедиции Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» (2007 г., 25-й рейс), которые показывают наличие свежих вулканических образований в структурах трога Орел (Зайончек и др., 2008, Докл. РАН, в печати), а также наличие теплового потока, в 10 раз превышающего фоновое значение (Хуторской и др., 2008, Докл. РАН, в печати). Вышеуказанное убеждает нас в необходимости

построения принципиальной новой геодинамической модели развития севера Баренцевоморского шельфа.

Литература

1. *Forsberg R., Kenyon S.* Gravity and Geoid in the Arctic region – the northern polar gap now filled. 2005. (http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/agp/readme_new.html)

2. IBCAO (International Bathymetric Chart of Arctic Ocean). 2005. (<u>http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html</u>)

С.Д. Соколов¹

Тектоника Восточной Арктики: проблемы и неопределенности

Арктический бассейн и его континентальное обрамление изучены крайне неравномерно, наименее изученными и наиболее дискуссионными в тектоническом плане являются структуры Восточной Арктики. В течение последних лет, включая программы Международного полярного года (2007– 2008 гг.), Лаборатория тектоники океанов и приокеанических зон ГИН РАН ведет планомерные региональные исследования на ключевых объектах Чукотки и арктических островах Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В результате этих исследований были получены новые данные по разным аспектам геологии континентальных окраин, тектонической истории Арктического океана, реконструкции древних осадочных бассейнов. По целому ряду вопросов были предложены новые решения, и соответственно появились и были определены наиболее актуальные проблемы, предлагаемые в качестве предмета будущих исследований.

К Восточной Арктике относятся структуры, расположенные восточнее хребта Ломоносова за пределами воздействия развивающейся спрединговой системы Атлантического океана, с аномальным ультрамедленным спрединговым хребтом Гаккеля. Основной структурой является Амеразийский бассейн с Канадской котловиной, впадиной Макарова, подводным хребтом Альфа–Менделеева, обрамленный широкими шельфами Азиатского и Северо-Американского континентов.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Изучение геологии Новосибирских островов и первые результаты датирования обломочных цирконов из триасовых отложений Верхоянского комплекса, Чукотского микроконтинента, Аляски и других объектов вызвали критические замечания в адрес общепринятой ротационной гипотезы образования Амеразийского бассейна [12, 14]; были выдвинуты новые соображения относительно первоначального расположения ряда тектонических элементов и иных палеогеографических связях и взаимоотношениях.

Предложена новая тектоническая модель Южно-Анюйской сутуры [2, 16], которую принято рассматривать как результат закрытия океанического бассейна и коллизии микроплиты Чукотка – Арктическая Аляска с Северо-Азиатским (Сибирским) континентом. Базовые положения этой модели следующие: 1) внутреннее строение Южно-Анюйской сутуры характеризуется покровными структурами северной вергентности и осложняющими их надвигами южной вергентности и правосторонними сдвиговыми деформациями; 2) в позднем палеозое – раннем мезозое существовал Анюйский океанический бассейн как часть Прото-Аркти-ческого океана; 2) южная (азиатская) окраина океанического бассейна была активной, а северная (американская) окраина – пассивной; 3) в течение коллизии пассивная окраина субдуцировалась под активную окраину и комплексы Южно-Анюйской сутуры оказались надвинуты на структуры Чукотского микроконтинента; 4) коллизия завершилась в раннемеловое (апт) время.

Несмотря на значительные достижения в понимании структуры и тектонической истории Южно-Анюйской сутуры остаются нерешенными важные проблемы. Во-первых, остается неясным вопрос с ее северо-западным и восточным продолжением. В северо-западном направлении сутура прослеживается до юго-восточного побережья о-ва Большой Ляховский. Однако дальнейшее ее продолжение на шельфе не выражено в магнитном и гравитационном полях, поэтому, исходя из общих соображений, предлагаются разные направления [1, 8, 10, 12]. Нельзя исключать [15], что продолжением Южно-Анюйской сутуры могут быть офиолитовые аллохтоны коллизионного орогена хребта Черского [6].

Восточным продолжением Южно-Анюйской сутуры считались «эвгеосинклинальные» образования Восточной Чукотки [7], которые относились к верхней юре – нижнему мелу [5], а позднее – к верхнему триасу и были объединены в Вельмайский террейн [8].

В районе Колючинской губы в составе Вельмайского террейна были выделены габбро-долеритовый и базальтовый комплексы, характеризующиеся геохимическим и возрастным (251 млн лет, см. статью Г.В. Ледневой и др. в этом сборнике) сходством с трапповым магматизмом Сибири. Эти данные требуют внесения существенных корректив в наши представления о тектоническом развитии арктической окраины Азии и открывают новые страницы в геологической летописи Восточной Арктики.

Правомерная трактовка формирования Северного Ледовитого океана как результата взаимодействия и периодической экспансии геодинамических систем Атлантического и Тихоокеанского сегментов [9, 11] относится к позднемезозойско-кайнозойскому времени. Более ранние этапы океанообразования и само существование Прото-Арктического океана остаются дискуссионными. Прямые доказательства существования древнего океана получены при изучении структурно-вещественных комплексов Южно-Анюйской сутуры, где были установлены позднепалеозойские и раннемезозойские комплексы зон перехода континент–океан, а самые молодые океанические комплексы ограничены бат-кимериджским временем.

В структурном отношении серъезные пробелы связаны с нашими знаниями о строении Новосибирско-Чукотского орогена (складчатая область), который принято продолжать в хребет Брукса, хорошо изученный американскими геологами. В глобальном плане сейчас вполне правомерно обсуждать вопрос о принадлежности этой складчатой области Тихоокеанскому или Арктическому складчатым поясам. В региональном плане остаются неясными вопросы о существовании покровных структур на Чукотке, этапности и возрасте деформаций, природе метаморфизма. По всем этим проблемам существуют разные точки зрения, а некоторые общепринятые представления базируются на ограниченном фактическом материале и изучении единичных объектов. Например, получили распространение представления об одноактном среднемеловом тектогенезе, фронт которого проходит по хорошо выраженной надвиговой зоне Новосибирско-Врангеля-Геральда-Лисберн-Брукса [10 и мн. др.]. Надвиговые системы хорошо изучены на ове Врангеля [4]. Однако отсутствуют сведения о покровно-чешуйчатом строении внутренних зон Чукотки за исключением единичных публикаций, имеющих предположительный характер и проведенных без детальных структурных наблюдений. При этом в регионе широко развиты структуры купольного тектогенеза [3 и др.], а метаморфизмом затронут палеозойский и частично мезозойский чехол.

Среди океанических структур Восточной Арктики наиболее дискуссионными остаются вопросы о времени формирования Канадского бассейна и впадины Макарова, природе хребтов Альфа и Менделеева. Наибольшие споры вызывает тектоническая природа подводного хр. Альфа– Менделеева, который рассматривается как: 1) фрагмент континента; 2) отмершая спрединговая структура; 3) зона сжатия с развитием островодужного и субдукционного комплекса; 4) трансформный разлом; 5) подводное вулканическое плато; 6) путь горячей точки. В работе Н.А. Богданова [1] предлагался комбинированный вариант генезиса со сменой геодинамических режимов во времени.

Неравномерность и слабая изученность многих объектов и комплексов Восточной Арктики являются главными причинами разнообразия существующих точек зрения, неоднозначности и дискуссионности решений относительно тектонической природы и геологической истории основных структур. Подтверждением этому могут служить опубликованные в последние годы различные тектонические карты и схемы [10, 13]. Исследования, проведенные по программам Международного полярного года, отчетливо показали, что на данном этапе главной задачей является накопление новых знаний, которые должны составить базу будущих тектонических интерпретаций, обобщений и реконструкций.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00547 и др.), программ ОНЗ РАН № 6 и № 14, научной школы НШ-3172.2008.5 (госконтракт 02.515.12.0014 и др.).

Литература

1. Богданов Н.А. Тектоника Арктического региона // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

2. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. М.: Изд-во МГУ, 2004. 46 с.

3. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северовостоке Сибири. Ст. 1: Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 4. С. 102–115.

4. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. МПР РФ: СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

5. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканических поясов // Докл. АН СССР 1974. Т. 216, № 4. С. 885–888.

6. Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д. и др. Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 62–75.

7. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

8. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68–78.

9. *Пущаровский Ю.М.* Планетарная экспансия тектоногеодинамических процессов Индо-Аталантического сегмента в пределы Тихоокеанского сегмента // Геотектоника. 2002. № 3. С. 3–12.

10. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника, 2007. № 3. С. 3–29.

11. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.

12. *Kuzmichev A., Pease V.* Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc., London. 2007. V. 164. P. 959–968.

13. *Mazarovich A.O., Sokolov S. Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Seas Siberian // Rus. J. Earth Sci. 2003. V. 5, № 3. P. 185–202.

14. *Miller E., Toro J., Gehrels G. et al.* New Insights into Arctic Paleogeography and Tectonics from U-Pb Detrital Zircon Geochronology Tectonics. 2006. V. 25. TC3013.

15. *Sokolov S.D.* Tectonics of NE Russia: Pivotal issues and uncertainties. AGU-2004, Full Meeting, Abstract. San-Francisco, 2004 GP09-192.

16. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: facts and problems to solve. Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2002. V. 360. P. 209–224.

О.И. Супруненко¹, В.Л. Иванов¹, М.К. Косько¹, Д.В. Лазуркин¹, Г.Л. Лейченков¹

Осадочные бассейны Арктики и Антарктики

1. В условиях прогнозируемого на ближайшие 10 лет начала снижения общемировой добычи нефти особое внимание начинают привлекать осадочные бассейны Антарктики и особенно Арктики, содержащие последний крупный резерв углеводородных ресурсов, изученный пока недостаточно.

2. Нефтегазоносные и перспективные в различной степени осадочные бассейны Арктики и Антарктики в подавляющем большинстве своем приурочены к континентальным окраинам пассивного типа, за исключением небольшого фрагмента антарктической окраины на юговосточном замыкании Тихого океана, который представляет собой конвергентную границу плит, прекратившую свое развитие.

3. По положению в пределах континентальной окраины или вне ее осадочные бассейны Арктики, при нефтегазогеологическом районировании включаемые в состав нефтегазоносных и перспективных провинций и областей, с некоторой условностью могут быть разделены на ряд типов. Нами выделяются привинции: внутриконтинентальные (Енисей-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия



Рис. 1. Схема нефтегазогеологического районирования Северного Ледовитого океана

1 – границы нефтегазоносных и перспективных провинций (НГП и ПНГП); 2 – границы нефтегазоносных и перспективных областей (НГО и ПНГО). І–ІХ – НГП и ПНГП: І – Тимано-Печорская НГП, II – Баренцевская НГП, III – Западно-Сибирская НГП, IV – Енисейско-Анабарская НГП, V – Лено-Тунгусская НГП, VI – Восточно-Арктическая НГП, VII – Новосибирско-Чукотская ПНГП, VII – Иннуитско-Чукотская ПНГП, IX – Лено-Вилюйская НГП; 1–12 – НГО и ПНГО: 1 – Средненорвежская НГО, 2 – Поморская ППГО, 3 – Прибаренцево-Карская ПГО, 4 – Северо-Карская ПНГО, 5 – Лаптевская ПНГО, 6 – Северо-Лаптевская ПГО, 7 – Анадырская НГО, 8 – НГО дельты Маккензи – моря Бофорта, 9 – НГО Свердрупа, 10 – Баффинова ПНГО, 11 – ПНГО Линкольна–Уэндела, 12 – Восточно-Гренландская ПНГО

ско-Анабарская и Лено-Тунгусская), прибрежно-шельфовые (Тимано-Печорская, Западно-Сибирская), шельфовая (Новосибирско-Чукотская), шельфово-глубоководные (Баренцевская и Иннуитско-Чукотская) и прибрежно-шельфово-глубоководная (Восточно-Арктическая). Среди нефтегазоносных и перспективных областей выделяются: прибрежная (Свердрупа), прибрежно-шельфовые (Анадырская, Линкольна–Уэндела и дельты Маккензи – моря Бофорта), шельфовые (Средненорвежская, Северо-Карская, Лаптевская), шельфово-глубоководные (Баффинова и Восточно-Гренландская) и глубоководные (Поморская, Прибаренцево-Карская и Северо-Лаптевская) (рис. 1). В Антарктике присутствуют осадочные бассейны только шельфово-глубоководные и глубоководные,



Рис. 2. Мощность осадочного чехла окраинных осадочных бассейнов Антарктики (жирной линией показана изобата 4000 м)

наиболее крупными из которых являются бассейны морей Содружества, Уэдделла и Росса (рис. 2).

4. С позиций оценки факторов, повлиявших на формирование углеводородных систем рассматриваемых осадочных бассейнов (объем и возрастной диапазон осадочного чехла; контрастность его вещественного состава, в том числе наличие богатых нефтегазоматеринских толщ, емких коллекторов и надежных покрышек; типы и размеры потенциальных ловушек различного генезиса и др.), сегодня наиболее перспективными представляются бассейны, в состав осадочного чехла которых входят отложения доокеанического этапа (преимущественно терригеннокарбонатного состава), включая наиболее богатые нефтематеринские толщи, в том числе доманикового типа (осадочные бассейны Баренцева моря, арктического склона Аляски). Материнские толщи синокеанического этапа в шельфовых бассейнах Арктики по разным причинам способствовали, в основном, формированию или пополнению газовой составляющей углеводородных ресурсов соответствующего бассейна.

Неотложной задачей научно-исследовательских и геолого-разведочных работ становится изучение геологического строения и нефтегазоносности осадочных бассейнов континентального склона и подножия Северного Ледовитого океана, которые, по предварительным оценкам, содержит весьма значительные углеводородные ресурсы. В Антарктиде, где практическая деятельность по освоению минеральных ресурсов до 2049 г. запрещена, должны быть продолжены научные исследования осадочных бассейнов.

Н.М. Сущевская¹, Б.В. Беляцкий²

Причины образования геохимической гетерогенности толеитового магматизма полярных областей Мирового океана

Проведенное сравнение толеитового магматизма в пределах спрединговых зон полярных областей Мирового океана выявило широкую геохимическую гетерогенность мантийных источников базальтов. Различие примесных обогащенных компонентов для данных областей выдвигает на первый план вопрос о причине возникших неоднородностей. Ключ к решению проблемы возникновения геохимически обогащенных спрединговых лав в первую очередь лежит в эволюции полярных областей, особенно на ранних этапах раскрытия полярных бассейнов.

Специфика формирования арктических бассейнов связана с разнонаправленными движениями плит Арктического района, с формированием и перескоком осей спрединга. Возникновение спрединговой зоны – хребта Книповича – и последующий раздвиг совпадает по времени с магматической активностью в пределах архипелага Свальбард (~20 млн лет назад

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ), РАН, Москва

² Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

[1]), проявившейся в виде покровных базальтов и продолжавшейся вплоть до 10 млн лет назад. В четвертичное время, около 1 млн лет назад, произошла дальнейшая активизация Брейбогенского разлома и образование трех щелочных вулканов. Сложная история раскрытия Арктических морей, где Шпицберген играл важную роль, привела к тому, что в его геологии запечатлены все этапы структурной и тектонической перестройки.

Изучение неогенового магматизма о-ва Шпицберген показало, что их главное отличие – это низкие концентрации CaO, повышенные содержания FeO и Na₂O, значения которых в пересчете на 8 % MgO достигают 12-17 и 3,2-4, соответственно. Оливины как главная ликвидусная фаза типичны для всех изученных образцов. По составу они более железистые, чем в толеитах хребта Книповича и лежат по магнезиальности в интервале Fo₈₄₋₇₅ с наибольшим пиком на Fo₈₀. Их отличают также и значительно более высокие содержания NiO, (0.4%) в наиболее магнезиальных исследованных оливинах (Fo₈₄) по сравнению с толеитами (0,15%) той же магнезиальности хребта Книповича. По данным [2], оливины с подобным высоким содержанием никеля не могли образоваться из продуктов плавления типичных мантийных перидотитов из-за значительного перераспределения Ni в богатый оливином рестит. Обогащенные Ni оливины свидетельствуют скорее всего о безоливиновом гибридном источнике, образованном в результате реакции мантийного перидотита и корового рециклированного вещества. При этом доля пироксенитового компонента существенно возрастает в неогеновых базальтах Шпицбергена по сравнению с рифтовыми базальтами хр. Книповича. Неогеновые базальты обладают повышенными значениями радиогенных изото-пов Pb $-\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ (15,5–15,55), $^{206}\text{Pb}/^{^{204}\text{Pb}}$ (18,4–18,6), $^{208}\text{Pb}/^{^{204}\text{Pb}}$ (38,4– 38,6) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7038–0,7048), что выше значений щелочных базальтов четвертичных вулканов Шпицбергена [3]. На корреляционных графиках по трем провинциям литофильные элементы и изотопных данные образуют единые тренды, что свидетельствует о генетической близости указанных образований (рис. 1). Как установлено в работе [4], четвертичный щелочной магматизм вулканов сопряжен с плавлением континентальной мантии. Выявленные фрагменты мантийных пород, вынесенные мантийными потоками, свидетельствуют о гетерогенности мантии под о-вом Шпицберген, который в первую очередь может быть связан с метасоматозом мантийных пород обогащенными расплавами, проникающими в мантийную матрицу, на что указывают данные по составам метасоматических прожилков в мантийных включениях [4]. Единый тренд – от деплетированного источника до обогащенного источника с высокими значениями отношений изотопов Sr и Nd, идентичного по характе-



Рис. 1. Изотопный тренд магм района полярной Атлантики Базальты: хребта Книповича – незалитые квадраты, Q щелочные – треугольники и Ne – кружки о. Шпицберген. Показано отличие этого тренда от тренда Северной Атлантики, образованного деплетированными базальтами хребта Мона – крестики и обогащенными хребта Колбенсей – звездочки, Исландии – квадратики, Ян-Майна – треугольники, меловыми базальтами Гренландии – точки. Обогащенный компонент базальтов полярной Атлантики близок к таковому, проявленному в Ne-траппах о-ва Шпицберген, примесь которого от первых до десятых процентов проявлена в Q-базальтах Шпицбергена и толеитах хребта Книповича

ристикам неогеновым базальтам о-ва Шпицберген, образован базальтами арктического района (см. рис. 1).

Образование медленноспредингового хребта Книповича связано с сложными разнонаправленными движениями плит Арктического района, в результате чего на месте существующего трансформного разлома, разъединяющего Гренландию и Шпицберген, была образована спрединговая зона (хребет Книповича) [1]. Неустойчивость основного направления спрединга привела к формированию в его пределах специфической мантии, часто метасоматизированной расплавами ранних этапов плавления. Ее вовлечение в процесс плавления при перескоке оси спрединга будет приводить к образованию обогащенных магм.

Формирование Южного океана во многом связано с расколом Гондваны, последующим за проявлением крупного плюма Кару-Мод, предопределившего раскол. Новые результаты изучения долеритов оазиса Ширмахера позволили уточнить картину развития плюма Кару-Мод в Антарктиде. Петрологически базальты и долериты идентичны ранее изученным породам западной части Земли Королевы Мод (ЗКМ), отождествляемым с проявлением в пределах Антарктиды плюма Кару-Мод ждествляемым с проявлением в пределах Антарктиды плюма кару-мод [5]. Пространственное положение изученных даек свидетельствует о распространении плюмового вещества на восток вплоть до оазиса Шир-махера в течение как минимум 10 млн лет. Геохимические особенности магм оазиса Ширмахера отражают процесс коровой контаминации, про-исходившей как при подъеме плюма, так и в ходе его распространения [5]. При этом наиболее зараженными коровым компонентом являлись магмы начальной стадии активности плюма (район западной части ЗКМ). Выявленная идентичность геохимических характеристик мезозойских магм оазиса Ширмахера и обогащенных древних толеитов Индийского океана, формирующих поднятия Афанасия Никитина и цен-тральной части плато Кергелен (скв. 749), указывает на то, что причина их обогащения – древний субстрат Гондванского материка (рис. 2). Это обусловлено процессом раскрытия Индийского океана, предопределенного влиянием плюма Кару-Мод, который происходил специфически – в присутствии неспрединговых блоков различной мощности, подобных банке Элан в центральной части плато Кергелен, а также с образованием внутриплитных вулканических поднятий, фиксируемых в рельефе дна морей окружающих Антарктиду [6]. Геохимические характеристики магматических пород образовавшихся поднятий (Афанасий Никитин, Кергелен, Натуралист, Восточно-Индийский хребет) отражают процес-Кергелен, Натуралист, Восточно-индиискии хреоет) отражают процес-сы, связанные с коровой ассимиляцией. Магматизм, проявившийся спустя 40 млн лет после основной фазы вулканизма Кару-Мод на окраи-нах близрасположенных материков Австралии (базальты Банбери) и Индии (траппы Раджмахал), мог быть инициирован распространяющим-ся вдоль образующейся спрединговой зоны плюмом Кару-Мод, который впоследствии переместился и локализовался в районе плато Кергелен, где и остается до настоящего времени действующей горячей точкой. Вывод о том, что распространение глобального плюма, которым являлся плюм Кару-Мод, в течение как минимум 180 млн лет происходило в восточном направлении и далее в пределы раскрывающегося Индийского океана вплодь до его современного положения в районе плато Кергелен, может подтверждать новейшие модели длительности формирования суперплюмов, их латерального распространения и их возможного взаимодействия с литосферой [7].

Таким образом, проведенное сравнение обогащенных толеитов полярных областей Мирового океана показало, что источником их обогащения является литосфера. Это верно как для областей, не испытываю-



Рис. 2. Близость изотопных характеристик ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb юрских базальтов (170 млн лет) оазиса Ширмахера, связанных с плюмом Кару-Мод в Антарктиде (ромбы), магм начальный стадий образования плато Кергелен – скв. 749 (точки), базальтов поднятия Афанасия Никитина (90 млн лет) – (кресты) и аномальных толеитов района 39–40° в.д. Юго-Западного Индийского хребта (квадраты)

щих на себе влияния каких-либо плюмов (Полярная Атлантика), так и для областей, подверженных ими (Индийский океан).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-06-64651, и гранта ОНЗ № 14.

Литература

1. *Czuba W., Ritzmann O. et al.* Crustal structure of the continent-ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen // Polish Polar Res. 2004. V. 25, N_{2} 3/4. P. 205–221.

2. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.

3. Сущевская Н.М., Евдокимов А.Н. и др. Условия формирования четвертичного магматизма о. Шпицберген // Геохимия. 2008. 1. С. 3–19.

4. *Ionov D.M., Mukasa S.B., Bodinier J.-L.* Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xeniliths from Spitsbergen: numerical modelling indicates Sr-Nd-decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism // J. Petrol. 2002. V. 43, № 12. P. 2261–2278.

5. Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Лейченков Г.Л., Лайба А.А. Эволюция глубинного плюма Кару – Мод Антарктике и его влияние на магматизм ранних стадий раскрытия Индийского океана // Геохимия. 2009. № 1. С. 3–19. 6. Leitchenkov G.L., O'Brien P.E., Ishihara T., Gandyukhin V.V. The rift structure of Prydz Bay – Cooperation Sea and history of pre-breakup crustal extension between India and Antarctica: Abstracts of 8th International Symp. on Antarctic Earth Sciences. New Zealand, 1999. P. 188–190.

7. *Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E. et al.* Plume head – lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. V. 434 (1–4). P. 15–38.

В.Л. Сывороткин¹

Экологические проблемы Арктики в связи с ее тектоническим строением

Остроактуальная экологическая проблема современности – таяние полярных льдов – не может быть правильно понята без привлечения знаний о тектоническом строении полярных регионов и о происходящих в них современных геологических процессах. Подчеркнем, что потепление – процесс, идущий синхронно в обоих полушариях, поэтому выяснение причин этого феномена целесообразно проводить в сравнительном аспекте. Таяние арктических льдов, т.е. освобождение от них акватории Северного Ледовитого океана, улучшает здесь условия судоходства, а значит и всех проявлений хозяйственной деятельности. Аспект этот имеет мировое экономическое значение, т.к. резко сокращаются транспортные пути между Европой, Азией и Америкой. Облегчается доступ (поиск, разведка, добыча) к подводным залежам полезных ископаемых. В России появляется возможность круглогодичной навигации по Северному морскому пути.

Большинство современных климатологов, указывая на причины таяния полярных льдов, говорят о глобальном потеплении, вызванном антропогенными выбросами парниковых газов. Внимательное рассмотрение проблемы опровергает этот тезис. Потепление носит не глобальный, а региональный характер и сопровождается синхронным аномальным похолоданием в смежных областях. Так зимой 2000 г. одновременно с аномальным потеплением Северного Ледовитого океана в Сибири свирепствовали небывалые морозы. Аномальное похолодание фиксируется и на южных оконечностях окружающих Антарктиду материков.

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

Понять причину освобождения полярных акваторий ото льда может помочь рассмотрение феномена заприпайных стационарных полыней. Речь идет о существовании незамерзающих участков воды в полярных морях, линейные размеры которых достигают первых сотен километров. Здесь постоянно происходит непрерывный взлом и вынос льда. Незамерзающие полыньи – приполярные оазисы жизни, имеющие огромное значение для зимнего питания, а значит и выживания, высокоширотной фауны, например китов или пингвинов в Антарктиде. Важно существование незамерзающих участков полярных морей и для мореплавания в высоких широтах. Наблюдения в Арктике и в Антарктике показали, что незамерзающие

Наблюдения в Арктике и в Антарктике показали, что незамерзающие полыньи оказывают отепляющий эффект в $3-5^{\circ}$ С на атмосферный воздух, что соответствующим образом сказывается на погодных условиях в этих районах. Давление воздуха здесь существенно пониженное, часты волнения моря, небо обычно затянуто облаками [3]. Отепляющий эффект в $3-5^{\circ}$ С относится к теплоотдаче только внутреннего тепла воды, выделяющегося при замерзании моря, в начале зимы. В середине же и в конце зимы, когда в незамерзающих стационарных полыньях в результате вертикальной зимней циркуляции могут быть вынесены к поверхности более теплые глубинные воды, перепады температур могут достигать даже десятков градусов [3].

Возле азиатских берегов России известны следующие стационарные полыньи: к югу от Земли Франца-Иосифа в Баренцовом море; Новоземельская, Ямальская и Обь-Енисейская в Карском море; Восточно-Североземельская, Ленская и Новосибирская в море Лаптевых; Североохотская в Охотском море (рисунок). Есть незамерзающие участки в северной части моря Баффина. В антарктических морях стационарные полыньи известны в море Росса, в море Уэделла и в заливе Прюдс [2].

Очевиден тектонический контроль расположения вышеназванных незамерзающих участков полярных морей. Более того, согласно нашей гипотезе о полярных окончаниях основных стволов мировой рифтовой системы [5], Ямальская полынья расположена над Индо-Уральским стволом, а Североохотская и Новосибирская контролируются северной частью Западно-Тихоокеанского рифтового пояса. В Антарктиде моря Росса, Уэделла и залив Прюдс также расположены на полярных продолжениях основных стволов мировой рифтовой системы.

должениях основных стволов мировои рифтовои системы. Основным процессом, приводящим к таянию полярных льдов, по нашему мнению, являются выбросы глубинных газов через рифтовые зоны, которые являются главными каналами дегазации. У процесса дегазации есть два отепляющих фактора. Первый – разрушение озонового слоя глубинным водородом [4], в результате которого к земной поверхности приходит избыточный поток солнечной энергии.


Северополярное сочленение основных стволов Мировой рифтовой системы и местоположение стационарных заприпайных полыней (овалы). 1 – суша; 2 – акватории; 3 – рифтовые структуры

Второй – комплексный, связан с прохождением глубинных газов через морскую воду. При этом возможен подогрев воды за счет экзотермических реакций окисления водорода в верхних горизонтах морской воды. Повышенное содержание газов и солей различных металлов, выносимых с ними, могут понижать температуру замерзания. Взрывы газов (реально фиксируются в Северном Ледовитом океане) могут взламывать образующийся лед.

Так же, как и в низкоширотных частях океана (прибрежные воды Перу, залив Уолфишбей, Южно-Курильский пролив), над газовыми струями в холодной, т.е. богатой кислородом, воде стационарных полыней в полярных морях бурно развивается планктон, а значит, здесь возникают участки аномально высокой биологической продуктивности.

Экологический мониторинг, проведенный на двух станциях в Ленской полынье в период с 1985 по 1990 г., показал, что в поверхностных водах полыньи концентрация фосфора, кремния и азота остается повышенной круглый год. С окончанием полярной ночи даже в местах, покрытых льдом, начинается бурное развитие фитопланктона, особенно диатомовых водорослей, биомасса которых составляет в среднем 220 мг/м³. Такое мощное основание трофической цепи обеспечивает бурное развитие жизни в районе полыньи в течение круглого года. На вершине пирамиды находятся моржи и белые медведи [1]. Удивительное богатство животного мира в районе стационарной полыньи возле Земли Франца-Иосифа в Баренцевом море послужило основанием для организации здесь в апреле 1994 г. самого северного в России заповедника.

С вышеизложенных позиций закономерным видится совпадение ряда центров озоновых аномалий с незамерзающими участками полярных морей, например, над морем Уэделла и морем Росса. Причина их образования одна и та же – глубинная дегазация.

Непонятно только: почему климатологи и синоптики игнорируют факт интенсивного разрушения озонового слоя над Арктикой и Антарктикой при обсуждении проблемы потепления в этих регионах. Влияние озонового слоя на тепловые параметры атмосферы – азбучная истина, прописанная в учебниках метеорологии и физики атмосферы, доказанная модельными расчетами и подтвержденная эмпирическими наблюдениями.

Литература

1. Гуков А.Ю. Экологический мониторинг в районе Ленской полыньи // Природа. 1995. №4. С. 25–30.

2. Купецкий В.И. Тепло арктических полыней // Природа. 1967. №7. С. 82-84.

3. *Купецкий В.И*. Незамерзающая вода в замерзающих морях // Человек и стихия. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С.126.

4. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.

5. Сывороткин В.Л. Рифтогенез и озоновый слой. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1996. 62 с.

Полярные окончания срединно-океанских рифтов Южного полушария

Гипотеза о полярных окончаниях главных рифтовых систем [5, 6, 7] вытекает из их симметричного положения относительно оси вращения Земли (рис. 1, а). При этом следует учесть, что у Северного полюса, где тектономагматическая активность слаба, на первый план выдвигаются геоморфологические признаки, а само схождение проявлено более отчетливо. Возле Антарктиды, где область аномально разогретой мантии разрастается [1], следы вхождения рифтов внутрь материка «размазаны» и к тому же перекрыты ледяным покровом. Лишь на узких участках побережья они (следы) представлены проявлениями современного вулканизма в Антарктиде и на прилегающих островах на продолжении океанских рифтовых систем. В первую очередь, сказанное относится к продолжению Западно-Тихоокеанского рифтового пояса [3], которое маркируется субмеридиональным простиранием западного берега моря Росса, также меридионально вытянутой цепью действующих вулканов – Фриман, Бакл Айленд, Стердж Айленд, Маунт-Мельбурн, Маунт-Морнинг [2] – и, наконец, одним из активнейших вулканов планеты Эребус. К действующим вулканам, по мнению Г.Тазиева [8], относятся и расположенные в одной группе с Эребусом горы Террор, Терра-Нова и БэрХзким, протяженным и глубоким (до 2,5 км) подледным проливом море Росса соединяется с морем Уэдделла. По геофизическим данным здесь выделяется рифтовый пояс Росса–Уэделла («рифт Феррар»), который выполнен осадками с плотностью 2,4–2,6 г/см, а глубина поверхно-сти Мохо увеличивается от 5 км под морем Росса до 10 км под морем Уэделла [9]. Так происходит смыкание Западно-Тихоокеанского и Срединно-Атлантического рифтовых поясов (см. рис. 1, b).

Западная ветвь Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса «внедряется» в Антарктиду в районе моря Амундсена, что также находит выражение в подледном рельефе, а также в вулканической активности Земли Мэри Бэрд и Прибрежного массива. Восточная ветвь ВТР отклоняется в направлении пролива Дрейка, возможно, определяя вулканическую деятельность на Южно-Шетландских островах. Специфика геологического строения и геодинамики Западной Антарктиды определяется тем, что она является областью приполярного сочленения трех главных океанских рифтовых систем. Четвертый – Срединно-Индийский рифт «про-

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



Рис. 1а. Основные стволы Мировой рифтовой системы Рис. 1b. Южное полярное сочленение основных стволов Мировой рифтовой системы Крап – материки; белое – океаны; черное – рифтовые зоны

бивается на встречу с ними» через Восточную Антарктиду. Мы находим его следы в современном вулканизме островов Кергелен и Херда; в пределах материка – зал. Прюдс и субмеридиональной ложбины, заполненной ледниками Эймери и Лимберта, а также соответствующих понижений подледного рельефа. По геофизическим данным, здесь выделяется



Рис. 2. Антарктическая озоновая аномалия (черное) 23 октября 2005 г. Составлено по данным карты общего содержания озона; спутник «Earth Probe», NASA

интеркратонный рифт Ламберта, представленный грабеном шириной до 100 км и глубиной до 9 км, выполненный отложениями с плотностью 2,45 г/см³ [9].

Гипотеза о продолжении рифтовых структур океана в глубь Антарктиды находит подтверждение в картах общего содержания озона (ОСО), которые с 1978 г., практически ежедневно, снимаются при помощи озоновых спектрометров, установленных на ИСЗ.

Фрагмент одной из таких карт представлен на рис. 2. На нем изображена отрицательная аномалия ОСО – «озоновая дыра», имеющая форму трехлучевой звезды. Лучи отходят от Южного полюса в направлении срединно-океанских рифтов: Атлантического и Восточно- и Западно-Тихоокеанских.

Такой рисунок озоновой аномалии способна объяснить только водородная концепция разрушения озонового слоя [4], основанная на двух реальных феноменах – водородном дыхании планеты и водородном цикле разложения озона. Синхронное выделение водорода из тектонических структур, удаленных друг от друга на тысячи километров, однозначно указывает на глубинность его (водорода) источника. Таким источником может быть только внешнее жидкое ядро Земли.

Литература

1. Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.

2. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (Каталог). М.: Наука, 1979. 474 с.

3. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63, вып. 4. С. 3-15

4. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.

5. Сывороткин В.Л. Мировая система рифтов – меридианов // Проблемы эволюции тектоносферы (к 90-летию со дня рождения В.В. Белоусова). М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 159–177.

6. Сывороткин В.Л. Осевая симметрия и полярная асимметрия Мировой рифтовой системы // Регулярности и симметрия в строении Земли: Материалы I–III науч. семинаров ТРИНИТИ РАН – МГУ 1994–1996. М.: РОСТ, 1997. С. 18–30.

7. Сывороткин В.Л. Рифтогенез и озоновый слой. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 62 с.

8. Тазиев Г. На вулканах Суфриер, Эребус, Этна. М.: Мир, 1987. 263 с.

9. Энциклопедия региональной геологии мира: Западное полушарие (включая Антарктиду и Австралию) / Ред. Р.У. Фейрбридж. Л.: Недра, 1980. 511 с.

Ю.Й. Сыстра¹

Роль арктических и приполярных территорий в изучении влияния геологических факторов на живую природу (на примере Северной Фенноскандии)

Биологическое разнообразие зависит от климатических условий, географической широты, высоты над уровнем моря, средней годовой температуры и солнечной экспозиции. В пределах одной зоны большое влияние оказывают многие геологические факторы: геохимические особенности коренных пород и рыхлых четвертичных осадков, рельеф и ориентировка его форм по странам света, наличие миграционных коридоров и разломов как зон дробления и водотоков для подземных вод, цвет коренных пород и др. [2, 9]. К началу 1980-х годов было установлено, что геохимия окружающей среды существенно влияет на растениеводство и животноводство, а также на здоровье людей [10]. Отсутствие необходимых элементов или их излишняя концентрация вызывает нарушение нормального развития людей и домашних животных, тяже-

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

лые болезни, а в отдельных случаях даже смерть. Геохимический фон ландшафтов оказывает прямое влияние на все природные экосистемы и биологическое разнообразие в целом.

Арктические и приполярные районы Северной Фенноскандии исключительно благоприятны для изучения влияния различных геологических факторов на биологическое разнообразие. Вся живая природа формировалась здесь после таяния последнего материкового ледника около 8 тыс. лет назад, а теплый послеледниковый климатический оптимум закончился почти 5 тыс. лет назад. Северная Европа обогревается теплым течением Гольфстрим, но средняя годовая температура часто остается ниже нуля градусов. Густота населения не превышает одного человека на 1 км². Обширные территории остаются в природном состоянии, а значительную их часть занимает безлесная горная тундра.

Основным фактором для образования в таких районах богатого биологического разнообразия является благоприятная геохимическая обстановка, обеспечивающая растительный покров всеми необходимыми химическими элементами. В конце 1950-х годов на юго-западе Англии были выявлены необычно частые случаи раковых болезней. Для изучения причин была создана межведомственная группа по прикладной геохимии, куда вошли и работающие в этом районе врачи и ветеринары. У домашнего скота также встречались отклонения от нормального развития [11]. Было выявлено, что для нормального развития и существования растениям и животным необходимо наличие в пище и питьевой воде определенных химических элементов. Одних из них потребуется в большом количестве, их стали называть макробиогенными. Из них построены клетки и ткани. Для растений макробиогенными являются эле-менты С, H, O, N, P, S, K, Na, Ca и Mg, а для живых организмов потре-буется еще Cl. Ряд других элементов необходимы для регуляции нормальной жизнедеятельности, их требуется в небольших количествах, в миллиграммах, некоторых в микрограммах. Их называют микробиоген-ным элементам. Вначале к ним отнесли As, B, Cl, Co, Cu, F, Fe, I, Mn, Mo, Ni, Se, Si, Sn, V и Zn [8], а затем добавили еще Al, Ba, Br, Cd, Cr, Nb, Pb, Rb, Sr и W [5]. Роль некоторых других элементов в живой природе еще неясна. Часть из названных элементов As, Hg, Cd, Pb, Mo, Ni, Se, Zn, F и некоторые другие уже в небольших дозах ядовиты или опасны для жизни. Во многих странах для этих элементов выработаны безопасные и предельно допустимые концентрации (ПДК) в питьевой воде и в почвах жилых и промышленных районов, сельскохозяйственных земель [7].

В литературе имеется мало сведений о том, какие же должны быть самые малые концентрации, чтобы они обеспечили нормальный рост и

развитие растений и живых организмов. Чувствительность растений к микроэлементам разная, но если концентрация бора в сухом весе почвы меньше 5–30 мг/кг, то дефицит испытывают практически все виды. Таких явлений нет, если содержание В не опускается ниже 10–100 мг/кг. Не возникает дефицита меди при содержании 5–30 мг/кг, молибдена при 0,2–5 и цинка при 27–150 мг/кг [5]. Эти концентрации не превышают безопасных содержаний этих элементов в почвах Финляндии [7]. Минимальная средняя суточная доза селена, например, для людей составляет 40 мкг, а при поступлении в организм дозы 800–850 мкг в день вызывает уже отравление [4].

В биологии существует правило: чем разнообразнее по строению места обитания, тем более разнообразны экосистемы. Пересеченный рельеф обусловлен тектоническими движениями и экзогенными процессами, а геохимическое разнообразие зависит от состава горных пород. Роль карбонатных пород была установлена В.А. Песола еще в 1928 г.[6]. Участками распространенные в Фенноскандии основные вулканиты обогащают почву всеми необходимыми металлами [3]. Поэтому большое видовое разнообразие отмечается там, где среди раннепротерозойских пород встречаются как доломитовые мраморы, так и основные вулканиты. Такое сочетание характеризует в Республике Карелия Куолаярвский сиклинорий, Онежскую мульду и северо-западное побережье Ладожского озера [2].

В южной части Куолаярвского синклинория, севернее 66° с.ш., в 1992 г. был образован национальный парк «Паанаярви». Богато здесь биологическое разнообразие: около 600 видов высших сосудистых растений (из них почти 70 внесено в Красную книгу Карелии), 298 видов мхов, более 440 видов лишайников, большое разнообразие птиц, рыб, водных и наземных насекомых [1]. Такая же природа характеризует смежный национальный парк Оуланка в Финляндии, который был создан в 1956 г. [8]. В обоих парках произрастает много редких видов, требовательных к составам почв. Примером может служить венерин башмачок настоящий, которому для роста нужна умеренно влажная, но богатая кальцием почва. Он отсутствует в большей части Республики Карелия, а обильно растет и цветет в парках «Паанаярви» и Оуланка. Его жизнеспособная популяция (более 500 растений) прорастает на выходах Тикшозерского щелочного массива, где карбонатиты, основные и ультраосновные породы обеспечивают растение всеми необходимыми биогенными элементами.

Благоприятным фактором для растительности района Паанаярви– Оуланка является пересеченный низкогорный рельеф, с господствующей высотой Нуорунен (576,7 м). На вершинах гор выше 450 м начинается безлесная горная тундра с типичными видами луазелеурия, филлодоце, плаун альпийский и др. Уникальным объектом обоих парков является водная система р. Оуланка – оз. Паанаярви – р. Оланга. Она начинается на западном склоне и протекает в глубокой долине через возвышенность Маанселькя, неся воды в Пяозеро и далее в Белое море. Система является миграционным коридором, через него происходит смешивание арктических экосистем с атлантическими. Крутой скальный уступ Рускеакаллио, высотой 60 м и длиной 500 м, на северном берегу оз. Паанаярви (глубина до 128 м) горами защищен от холодных северных ветров. На уступе сохранились реликты растительности бывших степей, качим пучковатый, крупка серая, костенец стенной и др.

В районе Кильписъярви в СЗ Финляндии (69° с.ш.) все участки с аномально высоким видовым составом растительности связаны с палеозойскими карбонатными породами (доломиты) в нижней части надвигового покрова. Здесь находятся заповедник Малла, который образован еще в 1916 г., охраняемые территории Саана и Анньялонья. В каждом из них, кроме доломитов, которые создают благоприятный геохимический фон, определенную роль играют высокие крутые уступы, обращенные к югу. На таких склонах произрастают многие редкие и охраняемые в Финляндии виды растении. Общее количество сосудистых растений чрезвычайно высокое и достигает 475 видов. Обычно в Северной Фенноскандии на участках, сложенных гранитоидами, число видов не превышает 320-350. Некоторое повышение количества видов наблюдается там, где породы сильно трещиноваты и дроблены. В сильно дробленых породах химические элементы становятся доступнее для растворения в воде и попадают в окружающую среду. При создании новых особо охраняемых территорий и рекультивации горных выработок необходимо учитывать геологические факторы.

Полевые работы в районе Кильписъярви были проведены в 2002– 2003 гг. при финансовой поддержке LAPBIAT (грант HPRI–CT–00132) и в 2008 г. при поддержке LAPBIAT 2 (грант RITA–CT–2006–025 969). Обобщение материалов проводилось в рамках проекта Министерства просвещения и науки Эстонии SF0140093s08.

Литература

1. Разнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды / Ред. А.Н. Громцев и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. 262 с.

2. Сыстра Ю.Й. Особенности физико-географических условий формирования биоты: Геологические условия // Разнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 8–13.

3. Сыстра Ю.Й., Бахмет О.Н. Распространение различных типов докембрийских коренных пород в Восточной Фенноскандии и их химический состав // Разнообразие почв и биоразнообразие в лесных экосистемах средней тайги / Ред. Н.Г. Федорец. Петрозаводск: КарНЦ РАН: Институт леса; М.: Наука, 2006. С. 14–19.

4. *Himeno S., Imura N.* Selenium in Nutrion and Toxicology // *S.Sarkar*. Heavy metals in the Environment. N.Y., USA: Markel Dekker, Inc., 2002. P. 587–629.

5. *Kabata-Pendias A., Pendias H.* Trace Elements in Soils and Plants. 3rd ed., CRC Press, 2001. 413 p.

6. *Pesola V.A.* Kaltsiumkarbonaatti kasvimaantieteellisenä tekijänä Suomessa (Summary: Calcium Carbonate as a Factor in the Distribution of Plants in Finland). – Ann. Soc. «Vanamo». 1928. V. 1. 246 p.

7. Raja-arvot maan saastuneisuuden arviointiin. Ekokemin-ohje 5/94. Riihimäki. 1994. 4 p.

8. *Söyrinki N., Saari V.* Die Flora im Nationalpark Oulanka, Nord-Finnland // Acta botanica Fennica. 1980. V. 114. 149 s.

9. *Systra Y.J.* Geological Background for Biodiversity in the Eastern Fennoscandia, Estonia and Latvia // Natural and Cultural Landscapes – The Geological Foundation / M.A. Parkes (Ed.). Royal Irish Academy, Dublin, 2004. P. 73–76.

10. *Thornton I.* Geochemistry Applied to Agriculture // Applied Environmental Geochemistry / I. Thornton (ed.). Academic Press, 1983. P. 231–266.

11. Webb J.S. Foreword // Applied Environmental Geochemistry / I. Thornton (ed.). Academic Press, 1983. P. vii–viii.

Ю.Й. Сыстра¹, Т.Хаабу¹

Строение края каледонского надвигового покрова в районе Кильписъярви – Меэконъярви, Лапландия, Северо-Запад Финляндии

Непосредственные геологические контакты надвиговых покровов с основанием редко доступны для непосредственных наблюдений. Рассматриваемый район Кильписъярви–Меэконъярви в Финляндской Лапландии представляет исключение из этого правила. Участок расположен за 69° с.ш. на восточном склоне Скандинавских гор, между высотными отметками 473 (оз. Кильписъярви) и 1144 м. Речно-озер-ные долины по разломным зонам глубоко врезаны в край надвигового покрова и породы основания. Четвертичный покров на пологих вершинах практически отсутствует потому, что здесь материковый лед содержал относительно мало каменного материала. Иногда в разломных долинах в период таяния льдов образовывались временные русла талых вод и фор-

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

мировались песчано-гравийные озовые гряды длиной до 10 км. Через весь изученный участок проходит ЮВ извилистый край каледонских коллизионных надвигов, которые образуют Скандинавский горный хребет, высотой до 2–2,5 км, общей длиной более 2000 км и шириной от 250 до 500 км и более [3]. Нами изучен отрезок края надвигового покрова длиной около 40 км. Хорошая обнаженность позволила детально изучить строение зоны сочленения надвигов с кембрийским автохтоном и архейским основанием [1].

Архейское основание представлено главным образом неоднородны-ми серыми гранодиоритами и гранитогнейсами. Они относительно слабо огнейсованы и местами участками мигматизированы пегматоидными мусковитовыми гранитами. Минеральная линейность в гранитах отсутствует, как и интенсивная складчатость. Ксенолиты амфиболитов и крупные останцы вулканитов встречаются в районе Кильписъярви, где в гранодиоритах сохранился крупный реликт архейского зеленокаменного пояса длиной более 6 км и шириной до 1,5 км. Пояс состоит из вулканитов, по составу от кислых до ультраосновных. Местами в основных вулкани-канитах сохранились реликты подушечных текстур, а в кислых – туфо-вые и пирокластические разности. С кислыми вулканитами связана славые и пирокластические разности. С кислыми вулканитами связана сла-бая сульфидная минерализация. Вулканиты как слоистые породы де-формированы интенсивнее, чем гранодиориты и граниты. Толща вулка-нитов деформирована в крупные и мелкие складки с крутыми шарнира-ми. Минеральная линейность, параллельная шарнирам складок, погру-жается под углами 48–62° в западных румбах. Общее простирание поло-сы вулканитов СЗ 335°, падение крутое, преимущественно в западных румбах. Метаморфизм достигает низов амфиболитовой фации только местами, иногда в биотитовых гнейсах проявляется слабая послойная мигматизация и в амфиболитах встречаются мелкие зерна граната. В ос-новном метаморфизм соответствовал условиям эпидот-амфиболитовой фации Ультраосновные вулканиты (коматииты) превращены в талькфации. Ультраосновные вулканиты (коматииты) превращены в тальк-хлоритовые сланцы и амфиболиты. Изотопный возраст гранодиоритов – 2735 млн лет [2] – установлен в аналогичных породах Швеции, в 100 км южнее рассматриваемого района. Это позволяет считать, что комплекс основания, вулканиты, секущие их диориты и граниты относится к ар-хею. Все архейские породы, в свою очередь, секут крутопадающие габбро-диабазовые дайки, мощностью от первых метров до 55 м, их преимущественное простирание C3 290–305°, реже встречаются дайки северо-восточного направления. Была встречена одна порфиритовая дайка CB простирания.

Автохтон. Отложению толщи глинистых сланцев и алевролитов с прослоями песчаников и кварцито-песчаников кембрия предшествовал

длинный, более 2 млрд лет, перерыв. Проведенные нами ранее работы дали новые сведения об автохтоне и выявили в нем новые следы жизне-деятельности живых организмов [4]. Эти находки позволили уточнить возраст пород. Выяснилось, что на данном участке осадки венда (эдиакары) вообще отсутствуют. Разрез начнется полимиктовыми базальныкары) вобоще отсутствуют. Разрез начнется полимиктовыми оазальны-ми конгломератами слабо проявленной в массивных гранитах коры вы-ветривания. Они сначала заполнили эрозионные «карманы», а затем ста-ли образовать прослои. Цемент конгломератов песчанистый, а галька состоит почти исключительно из полупрозрачного и молочно-белого кварца. Только в базальном слое конгломератов встречаются отдельные угловатые обломки гранитов со следами выветривания, похожих на граниты основания. Галька кварца даже в нижней части прослоя редко достигает 10 см в длину, выше по разрезу их размер уменьшается до 1–2 см. Крупные гальки более угловатые, чем мелкие. Все они покрыты тонкой ржавой пленкой из гидроокислов железа. На восточном склоне горы Сайваара мощность конгломератов не превышает нескольких метров. Слоистость в них падает на C3 под вышележащие глинистые осадки и надвиговые пластины под очень маленьким углом, всего около 3°. Про-слой конгломератов обнажается в районе редко, а довольно крупные их валуны встречаются иногда. Верхняя часть конгломератов представлена буроватыми грубозернистыми песчаниками с единичными мелкими гальками кварца. На конгломератах залегает толща глинистых сланцев и алевролитов общей мощностью на данном участке не более 100 м. На склоне горы Сайваара они имеют падение на СЗ под углом около 7-8°, что несколько больше, чем в конгломератах; линейность в глинистых сланцах отсутствует. Эти сланцы перекрыты краем надвиговой пластины. Пластина в верхней части горы смята в очень открытые продольные ны. Пластина в верхней части торы смята в очень открытые продольные складки, параллельно шарнирам которых ориентирована четкая минеральная линейность по кварцу и минеральным агрегатам; последняя по-гружается под углами 11–13° по азимуту СЗ 280–295°. С этого направления происходило движение надвиговой пластины в данном месте.

В верхней части разреза среди тонкозернистых глинистых и алевролитовых сланцев во многих разрезах появляются прослои песчаников и кварцито-песчаников мощностью до 1–2 м. Эти песчаники местами образуют с глинистыми сланцами переслаивающуюся толщу, где мощность каждого слоя не превышает 5–10 см. В такой части разреза чаще всего встречаются следы жизнедеятельности кембрийской фауны. Они обычно особенно многочисленны на нижней стороне песчаниковых прослоев. По нашему заключению они принадлежат к нижнему кембрию, ко времени, предшествующему проявлению трилобитов. Следы относительно хорошо сохранились [4]. Иногда в более мощных слоях песчаников встречаются очень открытые цилиндрические и конические складки, но линейных ориентировок на поверхностях даже в хорошо очищенных выходах не наблюдалось. Мелкие открытые складки в глинистых сланцах были ранее встречены на южном склоне горы Саана. Эти были чисто механические складочки смятия, без какой-либо перекристаллизации пород. Анализ линейных ориентировок позволяет уверенно отличать автохтон от аллохтона. В надвигах образование минеральных ориентировок происходит повсеместно.

ральных ориентировок происходит повсеместно. Надвиговые пластины. В непосредственной близости от края надвигового покрова находятся пластины Йерта и Налганас, которые относятся соответственно к нижнему и среднему аллохтону.

Пластина Йерта относится к нижнему аллохтону и представлена в нижней части глинистыми сланцами, а в верхней – своеобразными синими кварцитами. Переход от автохтона к аллохтону не всегда четок. Почти всегда в верхней части пластины имеется слой доломитовых мраморов, его мощность изменена надвиганием и составляет сейчас от 1 до 40 м. Местами в доломитах встречаются мелкие и средние продольные складки, а также отчетливая минеральная и агрегатная линейность, параллельная шарнирам складок. Общая мощность пластины может достигать 100–200 м [2]. Эта пластина, особенно ее нижняя часть, сдвинута с первоначального места не очень далеко.

Пластина Налганас является первой настоящей надвиговой пластиной, которая передвинута на многие километры. Пластина имеет в основании и внутри множество надвиговых поверхностей. В вертикальном разрезе такая поверхность представляет собой зоны интенсивного сланцевания мощностью обычно до 2–3 м. Порода зоны превращена в более темный зеленоватый кварц – хлоритовый тектонит – и содержит глинку трения. Передвижение более массивных частей пластины происходит по многочисленным поверхностям скольжения, в которых линейная ориентировка минеральных частиц указывает направление движения. Невысокие поперечные уступчики на поверхностях скольжения свидетельствуют о движении с остановками. Пластина Налганас относится к среднему аллохтону и состоит почти целиком из слоистых светлых зеленоватых кварцитов. В них встречены прослойки вулканического пепла мощностью до 0,5–3 см, а в редких случаях – до 20 см. Встречаются единичные пластовые тела основных пород, мощностью до 0,5 м, которые, вероятно, являются лавовыми потоками.

Передвижение пластины происходило под огромным напряжением. При встрече препятствия часто образовались мелкие надвиги внутри пластины, которые способствовали снятию напряжений и передвижению горных масс. Иногда поперек движения образуются трещиноватые зоны мощностью до 150 м. Мощность пластины на краю была не очень большая, местами наблюдаются явления обратного движения горной массы верхней части пластины. Такие явления встречаются главным образом на участках, где угол надвиговых поверхностей превышает 20°. В пластине Налганас довольно часто встречаются продольные и поперечные открытые линейные складки и повсеместно линейность, которая является наиболее выдержанным структурным элементом в надвиговых пластинах. Расстояние между Кильписъярви и г. Скиботн составляет 50 км, а линейность сохраняет ориентировку: погружается выдержанно под углом 12° по азимуту СЗ 302°. В отдельных частях надвиговой пластины наблюдается образование пологих открытых складок сжатия. Неодинаковые движения пластин могут вызывать образование напряжения, результатом которых являются складчатые структуры. Вся надвиговая пластина делится пластовыми, продольными и поперечными системами трещин на блоки, часто кубической формы.

Полевые работы в районе Кильписъярви-Меэконъярви были проведены в 2002–2003 гг. при финансовой поддержке LAPBIAT (грант HPRI–CT–00132) и в 2008 г. при поддержке LAPBIAT 2 (грант RITA– CT–2006–025 969). Обобщение материалов проводилось в рамках проекта Министерства просвещения и науки Эстонии SF0140093s08.

Литература

1. Сыстра Ю.Й. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: в 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 248–251. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).

2. *Lehtovaara J.J.* Kilpisjärven ja Haltin kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas. Geol. Survey of Finland, Espoo. 64 p.

3. *Sigmond Ellen M.O.* Geological Map, Land and Sea Areas of Northern Europe. Scale 1:4 million. Geological Survey of Norway. 2002.

4. Systra Y.J., Jensen S. Trace fossils from the Dividalen Group of northern Finland with remarks on lower Cambrian trace fossil provoncialism // GFF. 2006. V. 128, № 4. P. 321–325.

Ископаемые комплексы остракод и фораминифер и изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе послеледниковой трансгрессии

Изучено распределение численности, видового разнообразия и экологических групп ископаемых фораминифер и остракод в колонках морских осадков из различных частей шельфов морей Лаптевых и Карского, приуроченных к современным глубинам моря от 60 до 21 м. Колонки детально датированы радиоуглеродным (AMS) методом и охватывают возрастной диапазон от 12,2 кал. тыс. л.н. до современности.

Обобщение собственных и литературных данных о распределении современных остракод и фораминифер в осадках шельфов позволило в общих чертах охарактеризовать комплексы внешнего, среднего, внутреннего шельфов, а также эстуариев Оби и Енисея. Показано, что по сравнению с фораминиферами остракоды более чувствительны к изменению параметров среды в морях, опресненных речным стоком.

Сравнение ископаемых комплексов с современными аналогами показало наличие последовательной смены комплексов вслед за подъемом уровня моря и затоплением шельфа. В районах речных палеодолин современного внешнего и среднего шельфа благодаря высоким скоростям осадконакопления в начальный период затопления шельфа наблюдается весь спектр комплексов: от эстуарных до современных морских. Хотя последовательность комплексов едина, время существования каждого из них различается в зависимости от глубины положения колонки, придонной гидродинамики, степени влияния речного стока. Для исследованных колонок из районов внешнего и среднего шельфа возрастной диапазон существования комплексов следующий: эстуарного – 12,2–10,2 кал. тыс. л.н., комплекса внутреннего шельфа – 11,8–7,0, комплекса среднего шельфа – 10,3–1,7, комплекса внешнего шельфа – 7–0 кал. тыс. л.н. Состав ископаемых комплексов времени начала затопления шельфа не-

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

² Майнц Академия/ИФМ-ГЕОМАР, Киль, Германия

³ Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия ⁴ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

⁵ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

сколько отличался от современных аналогов, будучи более «контрастным». Например, в составе сообществ раннего голоцена, при общем преобладании эвригалинных и солоноватоводных видов, содержание относительно глубоководных видов заметно выше, чем в современных комплексах эстуариев и внутреннего шельфа. Это объясняется близостью к бровке шельфа и более активным взаимодействием с водами открытого моря.

После стабилизации уровня моря на близких современным отметках около 5–6 кал. тыс. л.н. изменения, наблюдаемые в составе позднеголоценовых комплексов остракод и фораминифер, характеризуют вариации гидрологических и климатических условий. В ископаемых комплексах районов внешнего шельфа отмечено постоянное присутствие относительно глубоководных видов, свидетельствующее о стабильности при-донных условий и нормально-морской солености за счет постоянного притока трансформированных атлантических вод с реверсивными течениями. В то же время, возрастает количество видов, характерных для прибрежных районов, в особенности эвригалинных остракод, посту-пающих в удаленные районы шельфа и континентального склона в ре-зультате ледового разноса. Наблюдаемые явления объясняются похолоданием вод и усилением эстуарной циркуляции, вызванной ветрами и, возможно, увеличением речного стока. В колонках с внутреннего шельфа также отмечается периодическое усиление морского влияния, выра-женное в составе бентосных комплексов по увеличению общей числен-ности микрофоссилий, видового разнообразия и процентного содержаности микрофоссилии, видового разнообразия и процентного содержа-ния относительно глубоководных видов. Причем часто эти периоды усиления морского влияния, т.е. интенсификации и глубины проникно-вения в сторону берега придонных реверсивных течений, совпадают с растущим опреснением поверхностных вод за счет увеличения объемов речного стока или изменения его направления. Так как сила и направле-ние ветров и вариации объемов стока зависят от особенностей атмосфер-ной циркуляции, то можно связать периоды усиления притока морских вод на шельф с активизацией, вызванной ветрами циркуляции поверхно-сти и и прилошних вод. По изичи так на мож фо морсы по стных и придонных вод. По нашим данным, на шельфе морей Лаптевых и Карского такой период был наиболее ярко выражен 2–4 кал. тыс. л.н. и совпадал с похолоданием и увеличением ледовитости морей.

Работа выполнена при поддержке Российско-немецкой лаборатории морских и полярных исследований им. О.Ю. Шмидта и РФФИ (проект № 08-05-00849).

Эклогит-гранулитовые комплексы в структуре обрамления Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море)

В последние годы большое внимание уделяется исследованиям эклогитов Беломорского региона, где известно несколько проявлений эклогит-гранулитовых ассоциаций. Как видно на рисунке, все они приуроченны к структурному обрамлению Онежско-Кандалакшского рифта. На севере, в районе Салмы, эклогиты, слагающие будины размером в сотни метров среди гранито-гнейсов, считаются самыми древними в мире [8]. В Кандалакша-Колвицкой структуре выявлены породы, также образующие будины или дайкоподобные тела среди основных гранулитов и анортозитов, которые по условиям метаморфизма отвечают эклогитовой фации [7]. Гранат-омфацитовые породы обнаружены нами в виде линз среди анортозитов на островах Средние Луды. На Карельском берегу эклогиты, анортозиты и гранулиты встречаются от Красной губы до с. Гридино [2, 6]. В юго-восточной части щита в районе о-ва Кий известны гранатиты, корунд-гранатовые породы, гранатовые амфиболиты с анортозитами, весьма сходные с породами Кандалакша-Колвицкой структуры [5].

Обычно формирование эклогитов связывается с тектоническими напряжениями, которые возникают в результате субдукции, коллизии или в сдвиговых зонах, в условиях высоких давлений [6, 8]. Подобная генетическая трактовка, однако, содержит и много петрологических противоречий, при этом существует также ряд тектонических и геохронологических наблюдений, не отвечающих идеям одноактного сжатия при образовании эклогитов. Так, в одних и тех же местах высокобарические ассоциации формировались многократно (2,8–2,7, 2,3–2,2, 2,0–1,8 млрд лет), что требует перманентного аномального напряжения. Эклогитовые «дайки», которые наследуют магматические дайки габбро, полностью сохраняют их форму с мельчайшими апофизами и резко дискордантны с вмещающими их гранито-гнейсами, по неясным причинам остающимися неизмененными.

Это не согласуется с экспериментальными данными и общими представлениями о тектоническом строении комплексов пород в обстановках аномальных стрессовых напряжений, когда все структурные элементы становятся параллельными. Вызывает сомнение не только положение, но и само существование зон субдукции или коллизии, которое собственно и доказывается наличием этих высокобарических метаморфитов [8].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, tereh@ilran.ru



Структурное положение эклогит-гранулитовых ассоциаций в обрамлении Онежско-Кандалакшского палеотрога Беломорской рифтовой системы 1, 2 – породы Балтийского щита: 1 – метаморфизованные в амфиболитовой фации метаморфизма, 2 – места находок пород эклогит-гранулитового метаморфизма (I – Салма, II – Кандалакша–Колвицкий массив, III – о-ва Средние Луды, IV – Красная Губа, V – с. Гридино, VI – о-в Кий); 3 – рифейские грабены (1 – Онежско-Кандалакшский, 2 – Керетьский, 3 – Чапома-Лешуконский; 4 – Мезенский); 4 – щелочные интрузии девонского возраста; 5 – главный сброс; 6 – разломы; 7 – кольцевые структуры в зоне замыкания рифта

Непонятна и роль сдвигов [6] в формировании эклогитов, так как сдвиговые структуры широко развиты на всей территории Беломорья, а эклогиты – нет. На наш взгляд, недостатком исследований эклогитовых комплексов региона является то, что из гаммы тектонических моделей их формирования [2, 6, 8] исключена сама возможность их образования в обстановке растяжения. Многие континентальные рифтовые зоны и образовавшиеся за их счет океанические впадины имеют асимметричное строение, где одно крыло сложено метаморфическими породами нижней коры или верхней мантии. Подобная асимметрия известна для Байкала, рифтов Красного моря, Оманского залива и многих других мест. В исследуемом регионе, все выходы эклогитов приурочены к лежачему крылу Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны (см. рисунок). Главный сброс, который контролирует формирование локальных трогов, меняет свою полярность по простиранию в зонах аккомодации, что определяет особенности эксгумации глубинных комплексов. К югу от островов Средние Луды сброс падает на северо-восток, поэтому вдоль всего Карельского берега встречаются эклогиты и гранулиты, приученные к лежачему крылу. К северу от Средних Луд сброс падает на юго-запад и соответственно в лежачем крыле обнажаются эклогит-гранулитовые комплексы Кандалакша-Колвицкого массива и Салмы. В материковой части сброс постепенно затухает и на его окончании известно большое количество дуговых разломов, к которым приурочены щелочные интрузии.

Онежско-Кандалакшский трог, как и вся система палеорифтов на CB Восточно-Европейской платформы заложился 1400–1200 млн лет назад. Согласно модели рифтогенеза при эволюции главного листрического сброса глубинные породы выводятся к поверхности синхронно с развитием трогов. Дайки лампроитов, прорывающие эклогит-гранулитовый комплекс в районе Порьей губы, имеют возраст 1710 или 1200 млн лет. Они заполняют хрупкие трещины, поэтому можно предполагать, что накануне их формирования гранулиты были подняты в верхние уровни земной коры. Время эксгумации эклогитовых комплексов Беломорского пояса также строго не определено. Можно предположить, что большая часть пород этой структуры вышла к поверхности 1,8–1,7 млрд лет назад [4], но отдельные блоки с эклогитами могли появиться на поверхности и позже, в процессе рифтогенеза. Косвенным доказательством этого является то, что нигде в конгломератах рифея не обнаружено пород высокобарических комплексов. Помимо геотектонического аспекта появления на поверхности глубинных пород важным является и то, что процессы растяжения и связанный с ними метасоматоз сами могут привести к формированию эклогитов [3]. На метасоматоз сами могут привести к формированию эклогитов [3]. На метасоматическую природу гранатитов региона указывают их геохимия [5] и абсолютный возраст, который для большой части гранатов равен 1866 млн лет [1], что соответствует периоду эксгумации глубинных пород Лапландско-Беломорского пояса в обстановке растяжения [4].

оостановке растяжения [4]. Развитие рифейских и более молодых рифтовых систем вдоль подвижных поясов раннего докембрия общеизвестно, однако причины этого явления остаются дискуссионными. Возможно, что рифейский сброс как элемент структуры растяжения, на начальных этапах своего развития приспосабливался к участкам поднятий глубинного вещества в осевых частях Лапландско-Беломорского подвижного пояса с наиболее маломощной корой. По мере развития структуры, связанного с дальнейшим растяжением и изостазией, подъем лежачих крыльев и эксгумация глубинных образований происходили в рифее, палеозое и на современном этапе. Приуроченность эклогит-гранулитовых комплексов – наиболее метаморфизованных и, вероятно, наиболее глубинных пород – к лежачим крыльям главного сброса Беломорской рифтовой системы и одновременно к центральным частям палеопротерозойского подвижного пояса предопределила сложную морфологию полей выходов эклогитгранулитовых комплексов и их полигенный генезис.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14 и НШ-651.2008.5.

Литература

1. Каулина Т.В., Апанасевич Е.А. Савченко Е.Э. и др. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb датирования циркона // Геология и минералогия Кольского полуострова: Материалы Конференции. Апатиты, 2007. С. 229–232.

2. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Красногубское дайковое поле эклогитизированных базитов как представитель ранней (догранулитовой) истории Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы Конференции. СПб., 2007. С. 125–131.

3. Русин А.И., Русин И.А. Высокобарические ассоциации глубинных зон континентальных рифтов // Метаморфизм и геодинамика: Материалы Конференции. Екатеринбург, 2006. С. 108–111.

4. *Терехов Е.Н.* Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны протерозойской рифтовой системы Балтийского щита // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.

5. *Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007. № 4. С. 411–428.

6. *Травин В.В., Козлова Н.Е.* Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т. 405. № 3 С. 1275–1279.

7. Фонарев В.И., Конилов А.Н., Терехов Е.Н. Гранулитовый метаморфизм ультравысоких температур – высоких давлений Кандалакшского массива (Балтийский щит) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы Конференции. СПб., 2007. С. 369–373.

8. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенез, возраст и значение для геодинамических реконструкций // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы Конференции. Петрозаводск, 2005. С. 324–327.

Перспективы на нефть и газ Южно-Карской впадины

Южно-Карская впадина, являющаяся самой северной структурой Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНГП), расположена в южной части Карского моря между Новой Землей и п-овом Ямал; на севере она ограничена Северо-Сибирским порогом, а на юге – Байдарацкой сутурой, отделяющей ее от структур Пайхойского поднятия. Осадочный чехол впадины полностью освещен сейсморазведочными работами. Фундамент Южно-Карской впадины, сложенный породами предположительно раннепртерозойского возраста, близкими по составу породам черносланцевой формации Таймыра, был вскрыт скважиной на о-ве Свердруп [1, 3, 4]. В юго-восточной части п-ова Ямал (Новопортовская скв. 1) фундамент представлен палеозойскими метаморфическими породами серицит-альбит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого состава и кварц-полевошпатовми песчаниками [4].

Комплексными геофизическими исследованиями на опорных сейсмопрофилях 2-АР и 3-АР, пересекающих Карский шельф в северозападном и северо-восточном направлениях, получены принципиально новые данные о строении доюрских комплексов этого региона. Разрезы этих отложений доступны для непосредственных геологических наблюдений лишь на обрамлении Южно-Карского шельфа – на Новой Земле и западном Таймыре, а также в отдельных скважинах на п-ове Ямал.

Данные о выполненных на акватории Карского моря сейсморазведочных работах, параметрическом и поисковом бурении подтверждают сходство ее геологического строения, истории развития и нефтегазоносности с сопредельной сушей. Убедительным доказательством этого является открытие здесь уникальных морских месторождений – Русановского и Ленинградского, а также продолжающихся с суши Харасавэйского и Крузенштерновского месторождений.

В тектоническом отношении Южно-Карская НГО приурочена к одноименной синеклизе – надпорядковой структуре, испытавшей значительное погружение в мезозое-кайнозое. Для синеклизы, как и для всей ЗСНГП, характерно трехъярусное строение: гетерогенный фундамент, сложенный в основном дислоцированными и глубокометаморфизованными породами докембрия и палеозоя с глубиной погружения кровли от 1 до 11 км; промежуточный (тафрогенный) комплекс, представленный вулканогенно-осадочной толщей, возраст которой меняется от позднего

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Таблица

Прогнозные зоны нефтегазонакопления в Южно-Карской НГО	
(меловой НГК) (по Гигоренко и др., 2002)	

Название зоны	Пло- щадь зоны, км ²	Геологи- ческие ре- сурсы в зоне, млн т н.э.	Наибольшее прогнозируемое месторождение, извлекаемые ресурсы, млн т н.э.	Амплитуда структуры, контроли- рующей зону, м
1	2	3	4	5
Татариновская	1.7	1003	470	200
Галлская	0,8	168	35	75
Воронинская	1,0	240	43	50
Мининская	1,0	210	40	100
Русановская	4,2	4250	Уникальное*	320
Лутковская	2,4	540	85	100
Нярмейская	2,5	1417	320	300
Ленинградская	2,6	4550	Уникальное*	390
Харасавэйская	2,3	1700	Уникальное	200
Аквамариноввая	0,6	122	20	50
Обручевская	2,4	483	80	250
Западно-	1,95	1004	470	250
Шараповская				
Шарвповская	1,6	800	380	150

*Выявленные месторождения

протерозоя до раннего триаса, а мощность – от первых сотен метров до 2–4 км; собственно плитный терригенный комплекс юрско-меловго возраста мощностью до 8 км. Последний построен достаточно просто и представлен крупными пликативными структурами с весьма незначительными проявлениями разрывной тектоники.

Опорные сейсмические границы юрско-мелового чехла на акватории Карского моря уверенно сопоставляются с таковыми на п-ове Ямал, где их стратификация основывается на скважинных данных. Кровля домезозойских отложений на сейсмических разрезах сопоставляется с рефлектором *A* и коррелируется по площади по признаку последней устойчивой, амплитудно выраженной границы.

Кровля домезозойского основания является самой контрастной структурной поверхностью, сочетающей резко приподнятые и опущенные по разломам блоки коры. Наиболее просто она построена в зоне, примыкающей к Пайхойско-Новоземельскому орогену, которой свойственно моноклинальное погружение поверхности *A* от нулевых отметок вблизи орогена до 2–4 км в зоне перехода к Южно-Карской впадине. В основании Южно-Карской впадины развита система рифтовых прогибов северо-восточного простирания. Выделяются две главные, наиболее глубокие зоны рифтовых прогибов: западная и восточная. Первая включает серию прогибов, протягивающихся примерно на 400 км вдоль Северо-Новоземельской ступени. Максимальные глубины залегания домезозойского фундамента в этой зоне достигают 12 км. Восточная зона рифтовых прогибов включает две основные наиболее погруженные области: Пухучанскую (Западно-Ямальскую) впадину и Белоостровский прогиб. Пухучанская впадина простирается в северо-восточном направлении на 200 км при ширине около 100 км; в ней максимальная глубина залегания домезозойского основания, по данным КМПВ составляет 13 км.

Белоостровский прогиб наращивает рифтовую зону в северо-восточном направлении еще на 300 км. Западная и восточная зоны рифтовых прогибов разделены обширной зоной поднятий, которая ранее выделялась под названием Свердрупского вала [1], а сейчас она выделяется под названием Русановско-Скуратовской зоны поднятий, которая на юге впадины граничит с Обручевским валом. Сейсморазведкой изучена южная часть этой зоны поднятий, где выявлены гигантские месторождения газа–газоконденсата – Русановское и Ленинградское. Ниже в таблице приводится характеристика прогнозных зон нефтегазонакопления в Южно-Карской НГО.

Литература

Кулаков Ю.Н. Карское море // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 39–50.

Григоренко Ю.Н., *Мирчинк И.М., Белонин М.Д. и др.* Зоны нефтегазонакопления окраин континентов. М.: Геоинформцентр. 2002. 422 с.

Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Сов. Геология. 1985. № 1. С. 95–98.

Шипилов Э.В, Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ, 1998. 306 с.

Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс – раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии

Мезозоиды Северо-Восточной Азии, согласно современным представлениям, объединяет ряд разнородных тектонических единиц, аккретированных к окраине Сибирского континента в течение юры и раннего мела [6, 11]. Последним крупным событием, предшствовавшим окончательной консолидации этой области в начале альбского века, считается закрытие океанического бассейна Анюй-Ангаючам с формированием Южно-Анюйской сутурной зоны. К северу от Южно-Анюйской сутуры, в Анюйской складчатой зоне, на поверхности вскрыты терригенные толщи триаса, сформированные в условиях пассивной окраины Чукотского микроконтинента [6], смятые в складки и с несогласием перекрытые терригенными комплексами поздней юры и вулканотерригенными – раннего мела. Существенно вулканогенные раннемеловые толщи сохранились, во-первых, в пределах Нутесынской и Лядиндянской впадин, протягивающихся вдоль северной границы Южно-Анюйской сутуры, и во-вторых, - в серии разобщенных фрагментов в осевой части Анюйской складчатой зоны, на северо-западе уходящей под воды Восточно-Сибирского моря, а на юго-востоке - под обширные покровы альбпозднемелового Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). В северо-западной части Анюйской зоны раннемеловые вулканиты объединены в составе канелывеемской толщи, а на юго-востоке – в составе тытыльвеемской свиты [2]. У границы с Охотско-Чукотским поясом породы тытыльвеемской свиты выполняют одноименный прогиб северозападного простирания, резко несогласного с простиранием ОЧВП.

Канелывеемская толща и тытыльвеемская свита сходны по составу (непрерывно дифференцированные серии субаэральных вулканитов, с преобладанием андезитов и трахиандезитов), и при отсутствии надежных возрастных реперов их разделение выглядит весьма условным. До недавнего времени представления о возрасте данных стратиграфических единиц основывались на двух фактах: (1) налегании вулканитов на осадочные образования валанжина–готерива и (2) следах внедрения в вулканогенные толщи гранитоидных плутонов Анюйской складчатой зоны.

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

² Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University (ISEI), Мисаса, Япония

Последняя редакция геологических карт на территорию Чукотского AO [2] предполагает альб-позднемеловой возраст этих гранитоидов, а канелывеемскую толщу с тытыльвеемской свитой относит к альбу. Соответственно, эти подразделения должны быть сформированы одновременно с нижними стратонами ОЧВП, становление которого также началось в альбском веке [1, 4].

Вместе с тем, ряд фактов указывает на относительно древний, доальбский возраст вулканитов Анюйской зоны. 1. Для некоторых из гранитных массивов получены K-Ar даты в ин-

1. Для некоторых из гранитных массивов получены К-Аг даты в интервале 111–123 млн лет [7, 8]. Калий-аргоновый возраст вулканитов тытыльвеемской свиты варьирует от 71 до 127 млн лет [4], что также допускает возможность их формирования в доальбское время. Несмотря на общую ненадежность К-Аг датировок по валовым пробам, маловероятно, что избыточный аргон присутствует в столь многочисленных образцах (здесь уместно отметить, что для пород ОЧВП нет калийаргоновых дат древнее 110 млн лет). В монографии И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой [4] для тытыльвеемской свиты принят аптский возраст. 2. Есть указания на находки в образованиях тытыльвеемской свиты

2. Есть указания на находки в образованиях тытыльвеемской свиты остатков палеофлоры предположительно ожогинского комплекса неокома [5].

3. Вулканиты тытыльвеемской свиты, хотя и налегают на более древние образования с угловым несогласием, все же несут следы наложенных деформаций. В Тытыльвеемском прогибе наклон стратификации вулканогенной толщи достигает 30–40°, в то время как вулканиты альбской пучевеемской свиты ОЧВП, перекрывающие тытыльвеемскую свиту, залегают субгоризонтально.

В данном вопросе решающие аргументы появились в течение последних трех лет, в связи с применением уран-свинцового датирования цирконов магматических пород. Для вулканитов из нижней и средней частей разреза Тытыльвеемского прогиба получены даты 121,4±2,8 и 118,0±2,0 млн лет (неопубликованные данные авторов), соответствующие аптскому веку. Эти значения согласуются с U-Pb датировками ряда гранитоидных массивов Анюйской зоны – от 117,1±1,9 до 112±1,3 млн лет [3]. Общий возраст и пространственная сопряженность гранитоидных тел и непрерывно дифференцированных вулканогенных толщ предполагает их генетическую связь. Собранные факты позволяют предположить, что некоторые из гранитоидных тел Анюйской зоны представляют корни вулканического пояса, как, например, в Гиссарском хребте или в Андах. Этот пояс имел в ширину не менее 50 км, и протягивался вдоль оси складчатой зоны не менее чем на 300 км. Наиболее крупным реликтом этой структуры является Тытыльвеемский прогиб, по которому мы предлагаем именовать весь вулканический пояс. Общая мощность аптских вулканогенных толщ достигает 2,4 км, и мощность эта неполная, поскольку пояс в значительной степени эродирован. Вопрос о временном взаимоотношении Тытыльвеемского пояса с вулканитами Нутесынской и Лядиндянской впадин остается открытым, до получения надежных датировок последних.

В составе тытыльвеемской свиты преобладают средне- и высококалиевые известково-щелочные андезиты с широкими вариациями изотопного состава, указывающими на контаминацию мантийных магм веществом коры: в изученных образцах (87 Sr/ 86 Sr)_i меняется от 0,7042 до 0,7076, εNd – от -3,65 до +0,98, εHf – от -1,68 до +4,48, 206 Pb/ 204 Pb – от 18,48 до 18,75. В средней части разреза присутствуют мощные, до 800 м, толщи кислых вулканитов, преимущественно в пирокластических фациях. Из различий комплексов Тытыльвеемского и Охотско-Чукотского поясов, помимо разной средней кремнекислотности пород, отметим разную интенсивность эпигенетических преобразований. На породы тытыльвеемской свиты наложен метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации, что говорит о погружении не менее чем на 2–3 км от поверхности [10]; в породах пучевеемской свиты ОЧВП новообразования соотвествуют низшей, цеолитовой фации. Кроме того, сравнение среднего размера обломков в вулканомиктовых осадочных породах позволяет заключить, что Тытыльвеемский пояс формировался в условиях значительно более расчлененного рельефа, чем северная часть ОЧВП.

В геодинамическом аспекте, Тытыльвеемский вулканический пояс не является провинцией андийского типа, поскольку в апте океан Анюй-Ангаючам уже прекратил свое существование [6, 11]. Аптское вулканическое событие в Анюйской складчатой зоне вполне соответствует понятию позднеорогенного вулканизма. В качестве более молодых аналогов Тытыльвеемского пояса можно упомянуть позднекайнозойские вулканические провинции Закавказья и Закарпатья, где извержения известково-щелочных магм продолжались и после закрытия океанических бассейнов. В рамках плейттектонической теории такие поздние всплески магматической активности принято связывать с деламинацией слэба или нижней части субконтинентальной литосферной мантии [9]. В заключение отметим, что в пределах Тытыльвеемского пояса расположен ряд рудопроявлений и как минимум два промышленных месторождения золота (Двойное и Коральвеем), а северо-западный сегмент этого пояса остается слабо изученным, в том числе в поисковом отношении. Следовательно, дальнейшее исследование этой структуры может иметь и чисто практический смысл.

Литература

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

2. Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В. и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУГП "Георегион", 2004.

3. Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 4. С. 515–518.

4. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.

5. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 306 с.

6. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.

7. Пьянков А.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист Q-59-I, II. Объяснительная записка. М., 1980. 100 с.

8. Садовский А.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. М., 1970. 84 с.

9. von Blanckenburg F., Davies J.Y. Slab break off: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps // Tectonics. 1995. V. 14, № 1. P. 120–131.

10. *Cho M.* Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism in the Toa Baja drill hole, Puerto Rico // Geophys. Res. Lett. (American Geophysical Union). 1991. V. 18, Issue 3. P. 525–528.

11. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. South Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // GSA Spec. Paper. 2002. V. 360. P. 209–224.

Ю.В. Третьякова¹

Конвенционный механизм делимитации морских пространств Арктики

Делимитация границ (от *лат.* Delimitatio) – определение положения и направления государственной границы государства.

Континентальный шельф как объект человеческой деятельности выступает не менее чем в двух ипостасях – геологической и юридической,

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

не имеющих меж собой тождества. Континентальный шельф – понятие, используемое в двух отличных друг от друга областях научного познания: естественных и юридических науках (международное публичное и национальное экологическое право). Естественнонаучное и юридическое понятия перекрываются, с частичным взаимоисключением и взаимодополнением. Вопросы правового статуса, правового режима, установления и закрепления внешней границы и иные регулируются частью VI Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. (далее – Конвенция 1982 г.) [1]. Конвенция 1982 г. устанавливает нормы международного права – юридически обязательные правила поведения государств и других субъектов международного права в отношениях между ними (это всегда результат согласования воли государств и иных субъектов международного права, которые обязуются добровольно их исполнять). Закреплённые в Конвенции 1982 г. нормы международного права,

Закреплённые в Конвенции 1982 г. нормы международного права, являются общими (императивными нормами jus cogens). Одновременно с конвенционными нормами, действуют нормы, закреплённые в двусторонних или многосторонних договорах – локальные нормы международного права, юридически обязательные правила поведения, регулирующие определённые области международных отношений. Локальные нормы международного права могут иметь региональный характер, когда их юридически значимую силу признают субъекты международного права ограниченного круга, расположенные в одном географическом регионе (например, Соглашение между Российской Федерацией и Королевством Норвегия о разграничении морских пространств в районе Варангерфьорда). Локальные нормы – диспозитивные, договорные нормы международного права.

Юридическое понятие «континентальный шельф», применяемое в настоящее время, раскрывается в дефиниции ст. 76 Конвенции 1982 г.: «Континентальный шельф прибрежного государства включает в себя морское дно и недра подводных районов, простирающихся за пределы его территориального моря на всём протяжении естественного продолжения его сухопутной территории до внешней границы подводной окраины материка или на расстояние 200 морских миль от исходных линий, от которых отмеряется ширина территориального моря, когда внешняя граница подводной окраины материка не простирается на такое расстояние». Женевская Конвенция о континентальном шельфе 1958 г. (далее – Женевская Конвенция) содержит совсем иную дефиницию: ст.1 «В настоящих статьях термин «континентальный шельф» употребляется применительно: а) к поверхности и недрам морского дна подводных районов, примыкающих к берегу, но находящихся вне зоны территориального моря, до глубины 200 метров, или, за этим пределом, до такого места, до которого глубина покрывающих вод позволяет разработку естественных богатств этих районов; б) к поверхности и недрам подобных подводных районов, примыкающих к берегам островов [2]». Женевская Конвенция не содержит механизма закрепления внешнего предела континентального шельфа государства, особенно при разграничении шельфа смежных государств. В основу нормы Женевской Конвенции положены два критерия – критерий примыкаемости и глубинности, критерий эксплуатабельности. В основу Конвенции 1982 г. – геологический критерий, в совокупности с чисто юридической констатацией. Однако ни одно государство не устанавливает в своих прибрежных водах правовой режим континентального шельфа взамен режима исключительной экономической зоны, в связи с тем, что последний даёт государству больший объём юрисдикционных полномочий на указанной территории. Положения пп. 4–8 ст. 76 и ст. 83 Конвенции 1982 г. закрепляют

Положения пп. 4–8 ст. 76 и ст. 83 Конвенции 1982 г. закрепляют нормы, которыми должны руководствоваться государства при установлении границ континентального шельфа и делимитации морских пространств. Делимитация морских пространств Арктики осуществляется в соответствии с Конвенцией 1982 г. Арктическими государствами являются Россия, Дания, Норвегия, Исландия, США и Канада. Пять арктических государств ратифицировали в разные годы Конвенцию 1982 г., США не ратифицировало Конвенцию 1982 г.

Конвенционный механизм позволяет России претендовать на расширение территории, относящуюся к континентальному шельфу, за пределы 200 морских миль. При этом часть морских пространств подлежит делимитации в соответствии с нормами ст. 76 (в соответствии с Заявкой, поданной в 2001 г.), часть – ст. 83 Конвенции 1982 г.

Прилежащими государствами для России являются Норвегия и США. С Норвегией заключено упоминавшиеся выше Соглашение о Варангерфьорде. При этом в отношениях с Норвегией Россия руководствуется Конвенцией 1982 г.

С США заключено Соглашение о линии разграничения морских пространств между США и СССР в 1990 г. Однако оно надлежащим образом не ратифицировано. Кроме того, США, не ратифицировав Конвенцию 1982 г., строят свои международные отношения в соответствии с Женевской Конвенцией.

Установление Россией юрисдикции на континентальный шельф в Охотском море требует согласования с Японией исходных точек для исходных линий отсчёта морских пространств. Исходные линии отсчёта континентального шельфа в Охотском море не могут начинаться от побережья спорного района, на который претендует японская сторона в своих территориальных претензиях. Ситуация России и Норвегии становится сходной – до окончательного урегулирования проблемы территориальной принадлежности Курильской гряды Россия не может претендовать на использование их в качестве исходных линий, а Норвегия должна урегулировать правовой статус архипелага Шпицберген, в связи с нарушением ею Парижского договора 1920 г., в части установления вокруг архипелага 200-миль-ной исключительной экономической зоны.

Подача Россией Заявки по установлению внешней границы континентального шельфа (далее – Заявка) выявила несколько правовых проблем.

1. Несовпадение внешних пределов (неопределённость в положении подножия континентального склона на части представленных в Заявке профилей: фиксированные точки, определяемые в соответствии с пп. іі п. 4 ст. 76 Конвенции 1982 г., варьируют от 10 до 75 морских миль). В связи с чем, Комиссия ООН по границам континентального шельфа (далее – Комиссия) сочла невозможным выработать рекомендации в отношении прямых линий.

2. Использование различных баз данных. В Заявке Россия использовала данные, полученные в течение 40-летнего периода исследования геологии Арктики. Использованные данные отличны друг от друга в силу объективной реальности – развития научно-технического прогресса.

3. Использование различных методологий в исследованиях. Одним из аргументов ряда государств являлся аргумент об односторонности представленных научных результатов. В частности Комиссия заявила, что не располагает исходными материалами других арктических государств. Вместе с тем, оценка «качества» информации, представляемой прибрежным государством, всегда имеет оценочный характер и является субъективной. В настоящий момент, в связи с тем, что Комиссией накоплен первоначальный опыт (например, рассмотрение представлений Бразилии, Ирландии, Австралии, информация которых тоже имела характеристику односторонней), норма об одностороннем характере представляемой информации сложилась в качестве обычной.

4. Применение различных методологий при интерпретации результатов. Принцип свободы морских научных исследований, закреплённый в Конвенции 1982 г., не препятствует прибрежному государству осуществлять приоритетное право исследований в омывающих его водах и тем более применять признанные научной общественностью государствазаявителя научные методы и методики для интерпретации первичных данных. Используемые приёмы могут не совпадать с иными научными школами. Требовать от государства-заявителя представления данных, основывающихся на единых мировых стандартах представления геологической и геофизической информации, невозможно. Действующие международные нормы, как и международное публичное право в целом, не касаются методов научных исследований, принятых в научных школах государств. Суверенным правом государства является определение, в пределах своей правовой системы (в отрасли экологического или горного права, иной отрасли права), правил, принципов, рекомендаций для научных исследований, которые, в свою очередь, также не могут быть императивным требованием законодательства, а лишь устанавливают общезначимые акценты и правила. Право международной научной общественности – признавать, опровергать или отвергать разработки иностранных учёных, посредством обсуждения на научных конференциях, присуждения грантов, премий, стипендий и т.д. Но закрепить это право каким-либо нормативно правовым актом невозможно. Говорить о чётких критериях представляемой информации, основанной на едином общемировом стандарте геолого-геофизических данных, в рамках юридического понимания термина «стандарт», нельзя.

Заявка России выявила определённые трудности в использовании конвенционного механизма делимитации морских пространств Арктики государством, имеющим мощный научно-технический потенциал и результаты многолетней научной деятельности в Арктике.

М.И. Тучкова¹, В.Е. Вержбицкий², М.Л. Гельман³, И.О. Галускина⁴, Е.В. Ватрушкина¹

Эволюция мезозойских осадочных бассейнов Чукотки

Особенности седиментации, реконструкция мезозойских осадочных бассейнов Восточной Арктики и их связь с изменением геодинамических режимов является одной из наиболее важных и дискуссионных проблем. Литологические исследования позволяют восстанавливать палеогеографические условия и типы источников сноса терригенных пород. Основным объектом изучения являются осадочные отложения Анюйско (Новосибирско-)-Чукотской складчатой системы, которая сформировалась в результате коллизии Евразии и микроконтинента Чукотка – Арк-

 ¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
² Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия
³ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия ⁴ Катовицкий университет, Отдел наук о Земле, Катовице, Польша

тическая Аляска и закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна в раннем мелу [8, 14 и др.]. Вдоль северной окраины Южно-Анюйского палеоокеанического бассейна располагался Чукотский микроконтинент, который в современной структуре представлен Чукотским террейном пассивной континентальной окраины. В составе террейна выделяются Чаунский и Анюйский субтеррейны [7, 5, 15]. Предметом настоящего исследования являются осадочные комплексы Анюйского субтеррейна. Для осадочных пород Анюйского субтеррейна установлен возраст от триаса (перми ?) до нижнего мела, хотя стратиграфическое обоснование

Для осадочных пород Анюйского субтеррейна установлен возраст от триаса (перми ?) до нижнего мела, хотя стратиграфическое обоснование осадочных комплексов различно [2, 9, 10]. Поэтому до сих пор проблема стратиграфического возраста некоторых осадочных толщ остается нерешенной. Фаунистически не доказан пермский возраст, хотя он предполагается рядом исследователей [3, 12]. Как правило, мало фаунистических остатков содержат и триасовые отложения, их возраст определяется на основании литологического сходства с редкими разрезами, в которых обнаружена макрофауна. Они представлены тремя терригенными комплексами: нижне-среднетриасовым, верхнетриасовыми карнийским и норийским.

Также существует проблема с датированием юрско-меловых отложений. Нижне- и среднеюрские отложения в регионе фаунистически доказаны только в небольших блоках. Они представлены толщей глинистых и алевроглинистых сланцев. Верхнеюрские (нетпнейвеемская свита, титон) отложения имеют большее распространение, в основании сложены пачками песчано-глинистых сланцев с прослоями полимиктовых песчаников и характеризуются большим количеством органики. В верхней части доминируют вулканогенные и вулканоосадочные отложения. Для нижнего мела установлено две свиты, распространенные в Раучуанской впадине и в обрамлении Чаунской губы. Отложения нижней, утувеемской (берриас- или берриас – низы валанжина), представлены в основном аргиллитами с небольшими пачками тонкозернистых алевропесчаников. Верхняя часть, погынденская свита (валанжин), представлена массивными песчаниками, иногда чередующимися с аргиллитами или алевроаргиллитами, в песчаниках часты обломки аргиллитов.

Литологические исследования мезозойских осадочных отложений Анюйского террейна, развитых в разных ландшафтных зонах, позволяют в триасе предполагать единый палеобассейн, в пределах которого накапливались осадочные комплексы большой мощности. Их образование было связано с крупной речной системой, выносящей в бассейн огромные массы терригенной кластики. В результате происходила проградация шельфа в сторону глубоководья. Минеральный состав песчаников граувакковый и представлен ассоциацией устойчивых минералов. Источником сноса для триасовых отложений служил единый метаморфический комплекс, продукты размыва которого накапливались практически на всей морской территории Чукотского микроконтинента. Эволюция состава породообразующих компонентов указывает на последовательный размыв метаморфических пород от низких к более глубоким ступеням метаморфизма. На это же указывает анализ химического состава обломочных слюд, слагающих триасовые породы.

Перекрывающие юрско-меловые породы. Перекрывающие юрско-меловые отложения характеризуются незрелым осадочным материалом, в песчаниках часто отмечаются обломки аргиллитов и чрезвычайно высокое содержание полевых шпатов. Согласно анализу опубликованных данных, в Раучуанской впадине наблюдаются две литологически весьма сходные разновозрастные свиты, с преобладанием аркозовых песчаников [4]. Одна из них считается верхнеюрской (мощность до 2000 м), другая – валанжинской (нижнемеловой), мощностью от 700 до 1200 м. По минеральному составу песчаники юрско-мелового возраста представлены аркозами, источником сноса для них служили комплексы гранитоидных пород, местоположение которых до сих пор проблематично. Аркозовые песчаники были сформированы главным образом автокинетическими потоками. Химические составы породообразующих компонентов (таких, как обломочные слюды и полевые шпаты) из одновозрастных образцов разных разрезов, формируют болееменее отдельные поля на дискриминационных диаграммах, что может свидетельствовать о существовании однотипных, но изолированных источников сноса для отложений юрско-мелового возраста. Кроме того, наблюдается различие между составом слюд верхней юры и нижнего мела.

Из обзора известных местонахождений аркозовых песчаников следует [6], что их накопление можно ожидать только в локальных бассейнах, где обломочный материал накапливался в результате размыва воздымающегося и подвергающегося денудации блока гранитного или гранито-гнейсового состава. В связи с этим можно предположить, что при накоплении юрско-меловых осадочных толщ происходили быстрый подъем и эрозия пород источников сноса.

Геохронологическими и структурными методами установлено, что в конце триаса (около 200 млн лет) произошли деформации, предшествовавшие коллизионному этапу и приведшие к формированию поднятия (палеогорста) на периферии шельфа Чукотского микроконтинента [11, 13]. Деформации, связанные с коллизионной историей развития региона, датируются как неоком–апт [1, 8]. Следовательно, синхронно с проявлением деформаций и начиная с раннеюрского времени, структурная перестройка в регионе приводила к воздыманию отдельных блоков, их размыву, сносу и быстрому захоронению обломочного материала в условиях сильно расчлененного рельефа. **Выводы.** В триасовое время источником кластики для осадочных пород служил метаморфический комплекс, продукты размыва которого накапливались практически на всей территории Чукотского микроконтинента. При накоплении отложений юрско-мелового возраста существовали локальные бассейны или прогибающиеся участки, к которым примыкала суша, имеющая рельеф с большими перепадами высот.

Работа выполнена при поддержке ОНЗ-14 РАН; РФФИ, проект № 08-05-00547, НШ 3172.2008.5 «Тектоника и геодинамика океана и активных континентальных окраин».

Литература

1. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 45 с.

2. *Бычков Ю.М.* Структурно-фациальная зональность и биостратиграфия триаса Чукотки. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994а. 53 с.

3. Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 127–134.

4. Паракецов К.В., Городинский М.Е. К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. 1966. С. 56–62.

5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с

6. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

7. Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.

8. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.

9. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР / Сост. К.В. Паракецов, Г.И. Паракецова. М.: Недра, 1989. 298 с.

10. Тибилов И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 95 с.

11. *Тильман С.М*.Тектоническое строение Приколымья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1958. № 13. С. 23–34.

12. *Тильман С.М., Сосунов Г.М.* Некоторые особенности развития Чукотской геосинклинальной зоны в нижнем триасе // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130., № 4. С. 834–837.

13. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И. и др. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.

14. *Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of Arctic continental margin of Alaska // The Arctic Ocean region / A.Grantz, L.Johson, J.F. Sweeney (Eds.). Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer.: The Geology of North America. 1990. V. 50. P. 257–288.

15. Nockleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacofic // USGS open-file report N 98-754. 1998. 125 p.

Климат полуострова Таймыр в голоцене и прогноз изменения климата в Российской части Арктики

Аннотация. По данным спорово-пыльцевого и радиоуглеродного методов исследований впервые выявлена естественная динамика климата для полуострова Таймыр в течение последних 10500 лет [2, 3] и дан долгосрочный прогноз его изменения, как для этого региона, так и для других регионов Российской Арктики (табл.).

По количественным характеристикам климата, их динамике во времени, реконструированным для бассейна р. Фомич (71°42' с.ш., 108°03' в.д.) и п-ова Таймыр в целом, установлено два типа климатов: тундровый (10500±140 лет ВР – 7040±60 лет ВР) и лесной (5720±60 лет ВР – 500±60 лет ВР – современность). В первой половине голоцена климат здесь был достаточно устойчив; лишь 7530 лет назад произошло резкое похолодание; вторая половина голоцена, начиная с 5720 лет назад, характеризуется попеременными колебаниями климата. Основываясь на палеоклиматических реконструкциях, можно говорить лишь о тренде изменения климата в будущем. Однако сопоставив прогноз солнечной активности, выраженной в числах Вольфа (MaxW), который был сделан В.Н. Купецким [1], и реконструированные нами климатические характеристики, мы смогли дать прогноз изменения климата для полуострова Таймыр и Российской части Арктики (табл.).

Следовательно, только синтез гелиотелескопических, палеоклиматических и современных метеорологических данных позволяет давать полноценный долгосрочный глобальный прогноз изменения климата и ландшафтной оболочки Земли в будущем. Региональный и локальный прогнозы, разрабатываемые на основе глобального прогноза, будут иметь при этом первостепенное значение. Так как гелиотелескопические данные – это альфа и омега для прогнозных построений, то их публикация в открытой печати совершенно необходима.

Литература

1. Купецкий В.Н. Ландшафты замерзающих морей: Дисс. ... д-ра геогр. наук. СПб, 1998.

¹ Государственный природный биосферный заповедник «Таймырский», Хатанга – Санкт-Петербург, Россия

Купецкий, 1998	Украин	Украинцева, 2008; Украинцева, Поспелов, 2008				
Пана Год Мон	Год (AD/BP)		Элементы кл	лимата		
цикл год мах		т	т	🔺 Т за	Осадки,	
vv		IVII	1 I	год	мм (год)	
27 2048 100	2048	(-0,6)	(-1,7)	(-0,7)	(-36)	
26 2036 130	2036	12,3	-33,8	-13,4	348	
25 2024 110	2024	(-0,6)	(-1,7)	(-0,7)	(-36)	
24 2012 100	2012	(-0,6)	(-1,7)	(-0,7)	(-36)	
23 2000 140	2000	12,3	-33,8	-13,4	348	
	1400–1470	11,7(-0,6)	-32, 1(-1,7)	-12,7(-0,7)	312 (-36)	
	(500±60)					
	3660±60	13,5 (+1,2)	-37,2 (+3,4)	-14,7 (+1,3)	383(+35)	
	5720±60	11,1(-1,2)	-30,4(-3,4)	-12,0 (-1,4)	313(-35)	
	7040±60	10,2(-1,2)	-28,0(-5,8)	-11,2(-2,2	289(-69)	
	7530±70	6,4(-5,9)	-17,6(-16,2)	-7,1(-6,4)	181(-167)	
	8150±60	9,8(-2,5)	-27,0(-6,8)	-10,7(-2,7)	278(-70)	
	10500±60	9,8(-2,5)	-27,0(-6,8)	-10,7(-2,7)	278(-70)	

Прогноз изменений климата в Российской части Арктики в ближайшие 50 лет

В скобках даны отклонения от значений элементов климата 1950-2003 гг.

2. Ukraintseva V.V. Use of the index of similarity for the assessment of fossil sporepollen spectra // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. М.: ГЕОС, 2005. С. 314–318. (Тр. Междунар. палеоботанич. конф.; Вып. 1).

3. *Украинцева В.В.* О новом методе реконструкции климатов прошлого на основании данных метода спорово-пыльцевого анализа // Общество. Среда. Развитие. 2008. № 3. С.142-154.

4. *Украинцева В.В., Поспелов И.Н.* Реконструкция климатов прошлого и прогноз: принципиально новый метод // Изв. РАН. Сер. геогр. 2008 (в печати).
Исследование проб снежного покрова и воздушных масс методом спорово-пыльцевого анализа из района Северного полюса Земли

Исследования проб снежного покрова из района Северного полюса Земли было проведено нами впервые в 2002 г. Результаты исследований проб воздуха, отобранных с помощью принудительного респиратора, и проб свежевыпавшего снега с территории базы «Борнео» (2005 г.) значительно пополнили наши знания в этой области. Обобщив данные 2002 г. [1, 2] и новые данные 2005 г., мы пришли к следующим выводам.

1. Пыльца цветковых растений, споры мхов и грибов, продуцируемые растениями в тех или других районах Земли, поднимаясь в высокие слои атмосферы, с воздушными потоками достигают высоких широт Земли вплоть до Северного полюса.

2. Снежный покров высоких широт Земли является благоприятным коллектором как минеральных частиц, так и частиц биогенного происхождения: пыльца, споры растений, различные более или менее крупные фрагменты растений – кутикула, фрагменты пыльцевых мешков; створки диатомовых водорослей. Аккумулируясь на поверхности снежного покрова, они хорошо сохраняются и со временем становятся фоссильными.

3. На поверхности снежного покрова Арктики формируются специфические поверхностные спорово-пыльцевые спектры, таксономический и количественный состав которых еще предстоит изучать самым тщательным образом; предстоит изучать закономерности и специфику формирования этих спектров с учетом синоптических ситуаций и метеорологических данных.

4. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что пыльца и споры этих специфических спектров являются надежными биологическими маркерами и мониторами атмосферных процессов. Видовой состав пыльцы, спор позволяет делать заключение о том, из каких мест происходит их занос; о путях движения воздушных масс, господствовавших в атмосфере при их транспортировке; о расстояниях от мест происхождения биогенных частиц до мест их седиментации и т.д.

¹ Государственный природный биосферный заповедник «Таймырский», Хатанга – Санкт-Петербург, Россия

² Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ АА-НИИ), Санкт-Петербург, Россия

5. Так как метод спорово-пыльцевого анализа широко используется при изучении морских толщ отложений, то данные этого метода должны быть своего рода тестами и корректорами при изучении вышеназванных толщ. Их необходимо будет учитывать при палеогеографических реконструкциях и стратиграфических построениях, при реконструкциях климатов прошлого и при построениях сценариев изменения климата в будущем в высокоширотных районах Арктики и Антарктиды.

Литература

1. Ukraintseva V.V., Sokolov V.T. Pollen Analysis of Snow Samples from the North Pole Region // Polar Geography. 2003. V. 27. P. 268–271.

2. *Украинцева В.В., Соколов В.Т.* Спорово-пыльцевой анализ снега из района Северного полюса Земли // Изв. РАН. Сер. геогр. 2006. № 6. С. 61–63.

В.И. Устрицкий¹

Возраст и генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба

В последние десятилетия Восточно-Баренцевский мегапрогиб, иногда называющийся Баренцевоморским, или Баренцево-Северокарским, привлекает все больше внимания. Это обусловлено открытием в его пределах ряда газоконденсатных и газовых месторождений, в том числе гигантского Штокмановского.

Мегапрогиб располагается между Свальбардской плитой на западе и Новой Землей на востоке, на севере почти достигая бровки шельфа. Мощность чехла в его пределах составляет 15–20 км. Характерной чертой является отсутствие верхней коры.

Верхняя часть чехла, до триаса включительно, в мегапрогибе вскрыта скважинами и известна достаточно хорошо. Палеозойские отложения залегают обычно на глубинах, недоступных для бурения. Они вскрыты скважинами лишь на его юго-восточном борту, на о-ве Колгуев и в Печорском море. В связи с этим представление о строении нижней части чехла основывается лишь на геофизических, в основном, сейсмических данных, на больших глубинах не всегда надежных и допускающих неоднозначную интерпретацию.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

Непосредственно после обнаружения в восточной части Баренцева моря мощной толщи осадочных пород возникла концепция о ее рифтогенном генезисе и пермо-триасовом возрасте. Эта точка зрения была впервые высказана, по-видимому, М.Л. Вербой в 1977 г., довольно быстро получила признание и принимается и сейчас во многих работах.

По мере совершенствования геофизической аппаратуры и методики работ на море становилось ясно, что под триасом (или пермо-триасом на юге) залегает толща палеозойских осадков, по мощности не уступающая или мало уступающая мезозою. В связи с этим произошел пересмотр представлений о возрасте рифтогенеза и основания чехла бассейна. Э.В. Шипилов и Г.А. Тарасов [1] пришли к выводу о его девонском возрасте. В последней сводной работе [2] возраст основания осадочного чехла в Южно-Баренцевской впадине определяется как венд, что довольно хорошо согласуется с новым фактическим материалом по прилегающим территориям. В большинстве работ безоговорочно принимается рифтогенный генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

Принципиально другая точка зрения была впервые отражена на геологической карте Северной Евразии [3]. На ней на Баренцевом море показано продолжение раннепалеозойского океана Япетус, хотя в тексте вопрос и не рассматривался. Основываясь на этой карте, В.И. Устрицкий [4] предложил реконструкцию, на которой Восточно-Баренцевский мегапрогиб (в то время он назывался Баренцево-Северокарским) рассматривался как часть Япетуса, отчлененная от него в процессе каледонской складчатости. Однако реконструкция оказалась настолько неудачной, что на долгие годы сама идея о допалеозойском возрасте его океанического фундамента была забыта. Лишь в последней сводной работе по тектонике Арктического бассейна Н.А. Богданов [5] вернулся к этой идее, отметив, что «линейная зона с корой океанского типа (Восточно-Баренцевский мегапрогиб) представляет собой реликт палеозойского океана, который сохранился между двумя литосферными блоками» (с. 19).

Прямые геологические данные о допалеозойском возрасте фундамента в Восточно-Баренцевском мегапрогибе получены лишь в последние годы в Печорском море и на Северном острове Новой Земли. **Печорское море.** Как известно, на большей части Тимано-Печорской

Печорское море. Как известно, на большей части Тимано-Печорской плиты чехол начинается с отложений среднего–верхнего ордовика, залегающих на байкальском фундаменте. Однако Бугринской скважиной на о-ве Колгуев, в зоне перехода от плиты к склону Южно-Баренцевской впадины, на глубине 2800–4000 м вскрыта мощная, более 1200 м терригенная толща нижнего ордовика (верхнего кембрия ?) [6]. Под ней, по сейсмическим данным, присутствуют более древние отложения мощно-

стью до 3000 м. Поскольку мощность кембрийских отложений, известных в Восточно-Притиманском прогибе, измеряется сотнями метров, а грубообломочных пород в их составе нет, можно полагать, что большая часть из этих 3000 м относится к рифею. На самой северной из разбуренных на Печорском море структур – Долгинской – мощность додевонских отложений (более древние не вскрыты), по сейсмическим данным, возрастает до 5–6 км. Таким образом, в Печорском море, в отличие от континентальной ее части, появляется мощная толща допалеозойских пород, мощность которой возрастает на север, по направлению к Южно-Барен-цевской впадине.

Северный блок Новой Земли. Еще более определенные данные о допалеозойском возрасте фундамента Восточно-Баренцевского мегапрогиба и породах, слагающих нижние горизонты чехла, получены на Северном блоке Новой Земли. Здесь вскрыт непрерывный разрез палеозоя и допалеозоя общей мощностью около 12000 м [7], кардинально отличающийся от известных на остальной части Новой Земли. Он состоит из двух существенно различных комплексов. Нижний, охватывающий интервал от среднего (?) (надежно – с верхнего) рифея до силура включительно, имеет мощность не менее 8 км. Он сложен терригенными породами флишоидного облика. Характерны структуры оползания, линзы конгломератов и прослои типичных олистостромов, градационная слоистость. Типичны граптолитовые сланцы, бентосной фауны практически нет, есть единичные находки трилобитов и кораллов, находки которых достоверно известны лишь в валунах из галек в силурийских конгломератах. Весь комплекс представляет породы абиссальные, сформировавшиеся у подножия склона. Он очень напоминает отложения пассивной континентальной окраины современных океанов. Несомненно, что комплекс начал формироваться в глубоком море, существовавшем уже в рифее. Анализ структур оползания и фациальных изменений в нижнепалео-

Анализ структур оползания и фациальных изменений в нижнепалеозойских породах однозначно свидетельствует о том, что снос в бассейн осадконакопления шел с востока. Этим Северный блок Новой Земли коренным образом отличается от остальной территории архипелага, где абиссальные отложения распространены на востоке. Он представляет собой участок восточного борта Восточно-Баренцевского мегапрогиба, палеозойские отложения которого выведены на поверхность в процессе раннекиммерийской складчатости.

Верхний комплекс, включающий отложения от девона до самого конца перми, представлен мелководными терригенно-карбонатными отложениями, т.е., очевидно, что к этому времени, по крайней мере, часть глубокого бассейна была заполнена. Почти на всей Новой Земле плоскости всех надвигов падают *на восток* и, соответственно, абиссальные отложения Южно-Карской впадины по ним подняты и надвинуты на запад [7]. В отличие от этого, в Северном блоке плоскости всех надвигов падают *на северо-запад*, в сторону Северо-Баренцевской впадины, и абиссальные отложения последней подняты и надвинуты на восток, на западную оконечность Северного порога.

С Центральным блоком Новой Земли Северный блок контактирует по так называемому Споронаволокскому разлому. В пределах последнего наблюдается сложнейшая разломная зона шириной 5–15 км, которую В.В. Орго [7] называет мезомеланжем (вероятно, правильнее, осадочным меланжем). Разлом, по-видимому, представляет крупнейший трансформный сдвиг, а соотношение Центрального и Северного блоков Новой Земли типично для соотношения двух террейнов.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что Восточно-Баренцевский мегапрогиб представляет собой структуру древнюю, рифейскую, в основании которой сохранилась допалеозойская океаническая литосфера, изначально лишенная верхней коры. С обычным для такой коры увеличением мощности и обусловленным этим опусканием и связана огромная, до 20 км, необычная для осадочных бассейнов мощность осадков. Можно полагать, что на протяжении большей части рифея Восточно-Баренцевский океанический бассейн соединялся с Уральским проливом в районе современного Тимана. Он приобрел современные очертания в конце рифея, после закрытия Тиманского байкальского пояса.

Для структур такого типа автором было предложено название «остаточные океанические бассейны», отражающее их генезис [4].

Литература

1. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты, 1998. 305 с.

2. Арктические моря. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 1. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.

3. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.

4. Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Карского мегапрогиба: Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 182–191.

5. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

6. Зуйкова О.Н., Миролюбова Е.С. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений о-ва Колгуев // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2006. Вып. 6. С. 64–75.

7. Новая Земля и остров Вайгач: Геологическое строение и мирагения. СПб., 2004. С. 174. (Тр. НИИГА: ВНИИОкеангеология; Т. 205).

Что такое Новая Земля?

Новая Земля вместе с Вайгачом представляет узкую полосу, выступ палеозойских пород длиной около 1000 км и шириной не более 100 км, разделяющий два крупнейших мезозойских нефтегазоносных осадочных бассейна — Восточно-Баренцевский (или Баренцево-Северокарский) и Южно-Карский.

Планомерная геологическая съемка масштаба 1:200 000, закончившаяся подготовкой серии листов геологической карты масштаба 1:200 000, составлением геологической карты Новой Земли масштаба 1:500 000 и двух обобщающих монографий [1, 2] существенно изменили эти представления. Выяснилось, что Новая Земля состоит из трех блоков, или структурно-формационных зон, получивших названия Южный, Центральный и Северный [1]. Границы блоков не совпадают с простиранием современных структур, а секут их под углом до 45°. Характерные особенности блоков видны на таблице.

Южный блок, охватывающий Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий, в основной своей части представляет продолжение Тимано-Печорской области, т.е. преимущественно карбонатных палеозойских отложений елецкого типа. На северо-востоке в девоне – нижней перми они сменяются склоновыми глубоководными кремнисто-сланцевыми осадками [3] – продолжением аналогичных отложений Лемвинской зоны Урала и сланцевых фаций Пай-Хоя.

Центральный блок отделен от Южного Кармакульским синклинорием, сложенным нацело пермскими отложениями. Особенностью Центрального блока является спорадическое появление на западном побережье острова в отложениях от ордовика до девона пачек крупногалечных (до 80 см) конгломератов, быстро выклинивающихся и исчезающих восточнее (конусов выноса). Не вызывает сомнений, что они формировались непосредственно у подножия высокой суши, существовавшей непосредственно западнее Новой Земли. Присутствие в составе конгломератов галек древних гранитоидов свидетельствует о том, что размывались породы фундамента. Единственным поднятием, существующим западнее Новой Земли, является Адмиралтейский вал, на котором мощность палеозоя не более 1 км. В современной структуре он отделен от Новой Земли прогибом Седова. Мощность чехла в пределах последнего,

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

Сравнительная характеристика блоков Новой Земли

Южный блок	Байкальский	Ордовик	Непрерывный разрез мелко- водных терригенно- карбонатных огложений. Моппные рифовые постоойки	На юге и западе мелководные карбонатные, на севере и вос- токе – глубоководные кремни- сто-сланцевые	На юге – мелководные, на се- вере – олистостромы	С юга-юго-запада	Средне-верхнедевонские габбро-долериты, дайки мезо- зойских (?) лампрофиров	Интенсивная, до изоклиналь- ной складчатость с серией надвигов	С северо-востока на юго-запад (падение плоскостей надвигов на восток-северо-восток)	Северо-восточная часть Ти- мано-Печорской области
Центральный блок	Байкальский (?)	Кембрий	Мелководные, терригенно- карбонатные, на западе – ряд пере- рывов в осадконакоплении	Мелководные карбонатно- терригенные с перерывами в осад- конакоплении на западе	Глубоководные алеврито- аргиллитовые (флишоидные); пес- чаники полимиктовые	До перми – с запада, в перми – с юга (с Уралид)	Позднерифейские (?) гранитоиды, средне-верхнедевонские габбро- долериты, пермо-триасовые туфы ба- зальтов, раннемезозойские гранитои- ды, кайнозойские трубки взрыва	Интенсивная, иногда изоклиналь- ная складчатость с серией надвигов	С востока-юго-востока (падение плоскостей надвигов на юго-восток)	Террейн, занявший современное положение в процессе раннеким- мерийской складчагости
Северный блок	Досреднерифейский	Не моложе среднего рифея	Глубоководные (флиш, олисто- стромы) перерывов в осадкона- коплении нет	Мелководные карбонатно- терригенные с перерывами в осадконакоплении на востоке	Мелководные карбонатно- терригенные; песчаники, пре- имущественно кварцевые	С востока (северо-востока ?)	Позднемезозойские (?) дайки габбро-долеритов	Обычны симметричные склад- ки. Надвиги редки		Восточный борт Восточно- Баренцевского мегапрогиба
Блок	Возраст фундамента	Время начала форми- рования чехла	Характер отложений раннего-среднего па- леозоя	Характер отложений верхнего палеозоя (до верхней перми)	Характер отложений верхней перми	Направление сноса об- ломочного материала	Распространение вулканитов	Характер структур	Направление движения масс	Структурное положение

по сейсмическим данным достигает 8 и даже 11 км. Обычно считается, что здесь есть полный разрез палеозоя, однако более вероятно, что прогиб представляет собой рифт, возникший на границе перми и триаса и разделивший единый существовавший в палеозое Адмиралтейско-Новоземельский блок (микроплиту?). С этим хорошо согласуется присутствие на западном берегу пермо-триасовых туфов базальтов (проявление базальтов этого возраста на остальной территории Новой Земли неизвестны).

Исчезновение грубообломочных пород, присутствие ранне-среднедевонских черносланцевых формаций и наличие в них структур оползания позволили В.В. Орго [1] выделить разрезы восточного берега в особую подзону. Вероятно, восточнее, под водами Карского моря, располагается продолжение черносланцевой зоны, аналогичной Лемвинским фациям Полярного Урала и Пай-Хоя, т.е. континентального склона.

Сохранившиеся на западном берегу нижнетриасовые континентальные терригенные отложения залегают согласно с пермскими и не содержат обломков новоземельских пород. Северо-западное направление сноса обломочного материала, устанавливаемое по направлению течений в линзах конгломератов (русловых фаций), свидетельствует о том, что этот материал поступал из региона современного Карского моря. Очевидно, в триасе здесь возник ороген, сложенный зеленокаменными, обычными для Урала породами, являвшийся продолжением палеозойских островных дуг Западной Сибири и погрузившийся вместе с последней в юре.

Следней в юре. Северный блок отделен от Центрального сложнейшим Споронаволокским разломом. В зоне шириной до 15 км «картируется тектоническая мозаика разновеликих блоков, для каждого из которых характерна своя складчатость разных порядков, простираний и морфологических типов» [1, с. 92]. Блок резко отличается от двух южных рядом особенностей. 1.Фундамент его неизвестен, но его досреднерифейский возраст, судя

 Фундамент его неизвестен, но его досреднерифейский возраст, судя по возрасту наиболее древних пород чехла, сомнений не вызывает.
Нижние две трети всего допалеозоя и нижнего палеозоя общей

2. Нижние две трети всего допалеозоя и нижнего палеозоя общей мощностью 8 км сложены абиссальными отложениями (флиш, олистостромы, граптолитовые сланцы), что позволяет предполагать, что этот фундамент был океаническим.

3. В девоне-перми на восточном побережье установлен ряд перерывов в осадконакоплении; западнее их нет.

4. Структуры Северного блока значительно спокойнее, чем Центрального. Основным является симметричный антиклинорий. Крупные надвиги, протягивающиеся через весь Центральный блок, обрываются Споронаволокским разломом и не протягиваются в Северный. Таким образом, Новая Земля состоит из трех блоков, существенно различающихся как по возрасту фундамента, так и по строению чехла.

Южный блок вместе с Вайгачом и Пай-Хоем является северо-восточной частью Тимано-Печорской области, граничащей с продолжением Уральского океана. Абиссальные фации известны, начиная с позднего ордовика. Представление о заложении в девоне особого прогиба и существенной перестройке структур [1, 2] едва ли верны.

Центральный блок, в состав которого в палеозое входил и Адмиралтейский вал, представлял в это время полоску континентальной коры (террейн?, протерозойская островная дуга?), разделявшую Восточно-Баренцевский и Уральско-Южнокарский океанические бассейны. Спорадически возникавшие на западе поднятия можно связывать с постепенным движением блока на запад и постепенным надвиганием его по Байдарацкому и Споронаволокскому трансформным разломам на Восточно-Баренцевский мегапрогиб (океан?).

Северный блок в додевонское время был восточной частью Восточно-Баренцевского глубоководного бассейна с раннерифейским океаническим фундаментом.

Все три блока объединились в единую Пай-Хойско-Новоземельскую складчатую зону в процессе раннекиммерийской складчатости.

Литература

1. Новая Земля и остров Вайгач: Геологическое строение и минерагения. СПб., 2004. 174 с. (Тр. НИИГА: ВНИИОкеангеология; Т. 205).

2. Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли. СПб., 2005. 224 с. (Тр. НИИГА: ВНИИ-Океангеология; Т. 209).

3. Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле // Геологическое строение Баренцево-Кар-ского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 34–44.

В.Е. Хаин¹, Н.И. Филатова

О предыстории современного Северного Ледовитого океана

В ходе синтеза научной информации в рамках программы Международного полярного года в Арктическом регионе имеются свидетельства распространения океанической коры следующих возрастов: мезопроте-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

розойского (гренвильского), неопротерозойского (байкальского), раннесреднепалеозойского (каледонского), среднепалеозойского–позднеюрского, позднеюрского–раннемелового и кайнозойского.

Мезопротерозойский океан возник при распаде палеопро-терозойской Пангеи I (или Колумбии), оформившейся к 1,9–1,7 млрд лет. Развитие океана происходило в раннем и среднем мезопротерозое. позиция будущих кратонов Сибирского и Гиперборейского относитель-но друг друга и кратона Лаврентия на этом этапе трактуется неодно-значно, хотя в целом они размещались в древних южных и приэкватори-альных широтах. Наиболее вероятно обособление в мезопротерозое Сибирского кратона и пассивный характер его окраин, что подтверждается и в Арктическом регионе. Гренвильский океан разделял северный край Сибирского кратона (современные координаты) и фрагмент Пангеи I с возрастом кристаллических сланцев фундамента 2.4-2.2 млрд. лет (в возрастом кристаллических сланцев фундамента 2.4-2.2 млрд. лет (в перспективе Свальдбардская и Карская микроплиты Гипербореи). К этому океану относится базит-ультрабазитовый комплекс о. Новая Земля с датировками (Pb–Pb) циркона 1550±80 и 1490±100 млн лет, а также плагиограниты с возрастом 1300±90 млн лет [4]. Мезопротерозойские океанические и островодужные породы вскрываются на п-ове Таймыр в виде совмещенных в гренвильских покровно-надвиговых структурах ультрабазитов, полосчатых габбро, вулканитов дифференцированной серии, туфогенно-кремнистых и глинистых пород, несогласно перекрысерии, туфогенно-кремнистых и глинистых пород, несогласно перекры-тых шельфовыми отложениями верхнего рифея-венда. Гранито-гнейсы с минимальным возрастом 1000 млн лет [3] отражают, по-видимому, этап объединения прото-Гипербореи и Сибирского кратона. Замыкание мезопротерозойского океана сопровождалось оформлением гранулит-гнейсовых орогенических поясов (Гренвильского – 1,19–1,02 млрд лет, Свеконорвежского – 1,05–0,96 млрд. лет), спаявших сблизившиеся крато-ны в интервале 1,2–0,9 млрд лет в суперконтинент Родиния [2, 5, 6 и др.]. Индикаторами деструкции Родинии являются дайки и силлы габбро-долеритов (1000–770 млн лет), прослеженные от Кольского полуострова до островов Новая Земля и Полярного Урала [4 и др.]. Около 850 млн лет назад рифтогенез трансформировался в спрединг с обособлением континентов Лаврентия, Балтика, Гиперборея и Сибирь. Одна из субме-рилиональных вствей н е о протерозойского о океана протягива-

Индикаторами деструкции Родинии являются дайки и силлы габбродолеритов (1000–770 млн лет), прослеженные от Кольского полуострова до островов Новая Земля и Полярного Урала [4 и др.]. Около 850 млн лет назад рифтогенез трансформировался в спрединг с обособлением континентов Лаврентия, Балтика, Гиперборея и Сибирь. Одна из субмеридиональных ветвей н е о п р о т е р о з о й с к о г о о к е а н а протягивалась, по-видимому, между Гипербореей, Лаврентией и Сибирью, уходя на юг (древние координаты) между Амазонией и Балтикой. На опубликованных реконструкциях неопротерозоя кратоны Балтика и Сибирь обычно «разведены» по разным широтам (соответственно 30° ю.ш. и 30° с.ш.). Однако не исключено, что они в качестве единого континента ограничивали с востока неопротерозойский океан и были обращены современной северной стороной к континентам Лаврентия и Гиперборея, размещавшимся вдоль западной границы океана. Орогенический пояс, возникший при замыкании океана из-за столкновения Балтики-Сибири с Гипербореей и Лаврентией, непрерывно прослеживается в Арктике от Шпицбергена до Аляски. В Западной Арктике к этому поясу относятся структуры протоуралид-тиманид, [4, 9 и др.], включая амфиболиты (645±50 млн лет) островов Новая Земля. Хотя считается [9], что окраина Балтики развивалась в пассивном режиме, однако в скважинах Тимано-Печорского региона вскрыты надсубдукционные вулканиты, датированные (K-Ar) 600–530 млн лет [4]. На окраине Гипербореи (или в бассейне вблизи нее) также располагалась магматическая дуга с вулканоплутоническими ассоциациями. Закрытие позднедокембрийского океана в конце неопротерозоя подтверждается несогласным залеганием кембрийских отложений на деформированных породах протоуралид-тиманид. Коллизионные процессы развивались длительно, о чем свидетельствует широкий возрастной интервал (735–515 млн лет) формирования мигматитов и гранитоидов повышенной калиевости, прослеженных от Шпицбергена до островов Новой Земли. Развитая здесь бимодальная вулканоплутоническая ассоциация, включающая калиевые гранитоиды S- и А-типов с возрастом 515-500 млн лет [4, 9 и др.], является, вероятно, индикатором новой деструкции объединившихся континентов.

Восточнее байкалиды вскрываются в Центрально-Таймырской зоне, где обнаружены офиолиты, островодужные базальты, андезиты и риолиты толеитовой серии неопротерозоя, ассоциирующие с плагиогранитами (850–740 млн лет) [1, 4 и др.]. Коллизия при замыкании океана сопровождалась гранулит-амфиболитовым метаморфизмом и гранитоидами, минимальный возраст которых 612–570 млн лет [1]. В Восточной Арктике фрагменты неопротерозойского орогенического пояса зажаты между континентальными блоками Гипербореи [6]. К этому поясу относятся ортоамфиболиты, а также габбро и габбро-долериты с возрастом около 700 млн о-ва Врангеля [8]. Породы амфиболит-зеленосланцевой фации возраста 592–547 млн лет известны также на шельфе Чукотского моря к югу от свода Барроу, в гранито-гнейсовых куполах Восточной Чукотки, на Северной Аляске и п-ове Сьюард [3, 10 и др.]. Обломки базит-гипербазитовых комплексов и яшм выявлены также в кембрийских терригенных породах меловой сутуры Колымской петли [5]. Замыкание неопротерозойского океана сопровождалось длительным (750–547 млн лет) формированием синколлизионных гранитоидов. В итоге произошло объединение континентов Лаврентия, Гиперборея, Балтика и Сибирь, которые (очевидно, в изменившейся конфигурации) вновь были разоб-

щены на рубеже неопротерозоя и кембрия при возникновении океана

Япетус [6, 10 и др.]. Конец рифея ознаменовался появлением Пацифика. Каледонский океан Япетус простирался в субмеридио-нальном направлении от 30° ю.ш. (древние коородинаты) на север, между кратонами Лаврентия и Балтика, размещавшимися в приэкваториальных широтах [3, 10]. Реконструируются [11] две северные ветви океана Япетус. Одна из них отделяла Гиперборею от Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага, а другая простиралась между Ги-пербореей и Сибирью и, возможно, соединялась с открывшимся в ордовике Уральским бассейном. Индикаторами этих ответвлений Япетуса являются ордовикские офиолиты Земли Пири, глубоководные вулканогенно-глинистые отложения кембрия – среднего девона (франклинский комплекс) Арктической Аляски, а также каледониды на современных шельфах Чукотского (глинисто-яшмовые и вулканогенные породы ордовика и силура к югу от свода Барроу) и Восточно-Сибирского (нижнепалеозойские турбидиты и островодужные вулканиты островов Жаннетты и Генриетты) морей. Мощные граптолитовые глинистые сланцы нижнего палеозоя известны на п-ове Таймыр. Еще одно ответвление океана Япетус реконструируется к востоку (современные координаты) от Сибирского кратона. В сутуре Колымской петли обнаружены тектонические фрагменты базит-гипербазитовых комплексов, возраст амфи-болит-зеленосланцевого метаморфизма которых (⁴⁰Ar/³⁹Ar) 430–419 млн лет [5]. Другие аллохтонные покровы здесь сложены: кембрийскими алевролитами с обломками серпентинитов, базальтов и яшм; глубоководными кремнисто-глинистыми сланцами и базальтами с граптолитами нижнего-среднего ордовика; турбидитами верхнего ордовика. В этой Верхоянской ветви океана Япетус происходили излияния спрединговых деплетированных и слабообогащенных базальтоидов, а также щелочных базальтов внутриокеанических поднятий. В наиболее глубоководных котловинах шло накопление кремнисто-глинистых отложений, тогда как турбидиты маркировали, по-видимому, периокеанические зоны.

Каледонский океан замкнулся в две фазы – предсреднедевонскую скандскую и позднедевонскую элсмирскую [6, 10]. Первой фазе соот-ветствует Иннуитская орогенная система. Бо́льшая часть каледонид Арктики сформировалась в элсмирскую фазу орогенеза. В ходе замыкания кора Япетуса субдуцировала под окраину Лаврентии, что заверши-лось шарьированием на приближающийся к зоне коллизии континент Балтика системы аллохтонов, включающих эклогитизированную океаническую кору [11]. Синколлизионные девонские гранитоиды известны в хребте Брукс и на Чукотке [5, 10 и др.], а метаморфические породы обнаружены как в Арктике, так и в структурах, возникших при замыкании Верхоянской ветви Япетуса. Оформившийся в итоге эпикаледонский континент Лавруссия объединил Лаврентию, Гиперборею, Сибирь и Балтику, причем существовал еще Уральский бассейн – ответвление Палеоазиатского океана. В карбоне все эти кратоны (включая орогенические пояса) переместились в современные широты, в связи с чем их красноцветные (с эвапоритами) шельфовые комплексы сменились сероцветными, существенно терригенными. Эпигерцинский суперконтинент Пангея II испытал несколько этапов интенсивного рифтогенеза.

На позднедевонском-раннекаменноугольном этапе стадия спрединга реализовалась в нескольких бассейнах – Солонкерском, Монголо-Охотском и Алазейско-Южноанюйском-Ангаючам [3, 5, 12]. Среднепалеозойский-позднеюрский Алазейско-Южноанюйский-Ангаючамский океан, распространившийся в северную Лавразию (древние координаты) как ответвление Пацифика, заканчивался бассейном Оймякон [5]. Спрединг в этом океане, продолжавшийся до поздней юры включительно, сопровождался развитием разновозрастных островных дуг. На континентальном обрамлении океана продолжался континентальный рифтогенез с пермо-триасовым базитгипербазитовым комплексом траппов, широко распространенном в Арктике, Евразии и Китае. В триасе субмеридиональное направление осей спрединга океанических бассейнов, нарушавших окраины Лавразии, сменилось субширотным, равно как и ориентировка самого этого континента [10]. Распад эпигерцинской Пангеи в пределах Арктического региона усилился в позднем триасе – юре при возникновении многочисленных грабенов с мощным алевролито-глинисто-сланцевым и турбидитовым наполнением. Обширные поля толеитовых и WPB-OIB базаль-тов Арктики датированы (K-Ar, ³⁹Ar/⁴⁰Ar) так: 159–103 млн лет (архипелаги и шельфы Баренцева и Карского морей), 124-106 (острова Восточно-Сибирского моря, включая магматический купол Де-Лонга) и 131-100 (Свердрупский бассейн) [6, 7, 9 и др.]. Этот внутриплитный магматизм является индикатором кимеридж-альбского континентального растяжения Пангеи и образования Амеразийского бассейна. Компенсацией раскрытия последнего явилось замыкание в среднем мелу океана Алазейский-Южноанюйский-Ангаючам.

Позднеюрский – меловой Амеразийский океанический бассейн Арктики субмеридиональной системой хребтов Менделеева и Альфа разделен на две котловины – Канадскую и Подводников–Макарова. Первая из них представляет собой наиболее ранний малый океанический бассейн современного Ледовитого океана. Канадский бассейн формировался в два этапа [10 и др.]: рифтогенный ранне-среднеюрский и океанского спрединга позднеюрский–неокомовый (155–125 млн лет). Генезис бассейна Подводников-Макарова обычно рассматривают в отрыве от Канадской котловины, связывая его с позднемеловойпалеоценовой меридиональной зоной спрединга. Ротационный механизм раскрытия [2, 7, 10 и др.] объясняет конфигурацию Амеразийского бассейна, а кроме того, позволяет понять причины киммерийского орогенеза по его континентальному обрамлению. Формирование Амеразийского бассейна, как и синхронное развитие Центральной Атлантики, явилось индикатором дальнейшего распада Пангеи II, продолжившегося в Арктике при раскрытии кайнозойского Евразийского океана.

Выводы

1. Современный Ледовитый океан сложился, начиная с поздней юры, в процессе распада вегенеровской Пангеи и не обнаруживает преемственности от предыдущих бассейнов подобного типа.

2. До образования позднепалеозойской Пангеи и перемещения в северные широты территория современной Арктики входила в мировой океан Панталасса, а сборка структурных элементов, позднее составивших арктический ансамбль, происходила в более южных широтах.

3. Будущий арктический ансамбль структур сложился из обломков суперконтинента Колумбия, которые в качестве континентов Лаврентия, Балтика, Сибирский, Гиперборея были объединены в процессе гренвильского, байкальского, каледонского, герцинского и раннекиммерийского тектогенезов.

4. На каждом из этих этапов существовали самостоятельные океанические бассейны, позиция и конфигурация которых отражали специфику геодинамики соответствующих этапов Земли.

Работа поддержана Программой ОНЗ РАН № 14, РФФИ (проект № 08-05-00748), НШ-641.2008.5.

Литература

1. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1: 2 500 000) / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛ РАН, 1998. 127 с. и карты 2 листа.

2. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. коррелляция (в печати).

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики / Актуальные проблемы геотектоники. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

4. Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли. СПб.: ВНИИОкеанология, 2005. 235 с.

5. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

6. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики // Докл. РАН. 2007. Т. 415. С. 518–525.

7. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

8. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas Russia // Geol. Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101 p.

9. *Kuznetsov N.V., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, norteast part of the East European Craton // Gondwana Res. 2006. V. 6. P. 1–19.

10. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / E.L. Miller, A.Grantz, S.Z. Klemperer (Eds.). Boulder, USA: Geol. Soc. Amer. 2002. P. 333–358.

11. *Ritzmann O., Faleide J.I.* Caledonian basement of the Western Basement Sea // Tectonics. 2007. V. 26. P. TC5014.

12. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. South Anjui suture, northeast Arctic Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / E.L. Miller, A.Grantz, S.Z. Klemperer (Eds.). Boulder, USA: Geol. Soc. Amer. 2002. P. 209–223.

В.М. Харченко¹

Комплексная концепция тектогенеза как теоретическая основа для объяснения геодинамических условий образования структур центрального типа (на примере структур центрального типа Северного Ледовитого океана, Баренцевого и Карского морей)

Новая концепция тектогенеза основываются на согласованных постулатах новых направлений современной геотектоники: ротационной, плюмтектоники, рингтектоники, плейттектоники, а также современной теории о платформах и геосинклиналях.

Рингтектоника, или современные представления о радиальноконцентрических структурах центрального типа (СЦТ), является закономерным следствием ротационной и плюмтектоники. Ротационные процессы в физике и геологии позволяют наиболее объективно оценить роль экзогенных факторов в тектогенезе Земли и планет земной группы [2, 10, 11, 15].

По данным астрофизических наблюдений, известны средние скорости вращения Земли вокруг своей оси, вокруг Солнца и центра Галакти-

¹ Северо-Кавказский государственный технический университет, Ставрополь, Россия

ки, которые соответственно равны 0,3, 30, 300 км/с. Это свидетельствует о значительных центробежных силах при вращении Земли [2, 7]. Релятивистская энергия, которая, по представлениям А.Ф. Лопатина и др. [7], является основным источником тектогенеза, высвобождается в результате резкой смены указанных скоростей вращения вокруг центра Земли, Солнца и центра Галактики. Особо следует отметить, что при вращении тел с различными скоростями наглядно представляется эф-фект сепарации, в результате которого происходит дифференциация ве-щества по плотности. На Земле эта дифференциация происходит в основном на границе нижней мантии и ядра, хотя не исключено, что этот процесс происходит в любой слоистой неоднородной среде, а именно: в слоях верхней мантии и даже в земной коре [1, 9, 13].

При дифференциации вещества как в результате ротации Земли, так и при выделении тепла в процессе радиоактивного распада очевидна конвекция вещества, т.е. подъём более лёгкого вещества к поверхности и опускание «менее горячего» более плотного вещества в обратном направлении [1, 14, 17].

Движения вещества в неоднородной среде, в мантии и даже в земной коре происходят по спиралевидной траектории (согласно уравнению коре происходят по спиралевидной траектории (согласно уравнению Бернулли). Основные направления движения вещества по спиралевидной траектории, по нашим представлениям, согласуются с осями симметрии куба или октаэдра [12, 16], что подтверждается наличием постоянных зон тектонической активизации в определённых точках поверхности земного шара. По данным Ю.М. Пущаровского и других авторов зоны восходящих магматических расплавов, или флюидов, приурочиваются к центральным частям Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Такие же зоны восходящих и нисходящих потоков флюидов отмечаются А.М. Гончаровым и другими авторами соответственно в Антарктиде и на Северном Ледовитом океане [5, 9].

При движении флюидов к земной поверхности происходит диссипа-ция энергии на границах геолого-геофизических сред, причём законопия энергии на границах теолого-теофизических сред, причем законо-мерно в двух направлениях: согласно основным векторам полей текто-нических напряжений, – вертикально вверх (нормальное напряжение) и под углом 45° (максимальное касательное напряжение) [16]. В результате разрядки или постоянного действия этих напряжений на

земной поверхности образуются радиально-концентрические структуры центрального типа или кольцевые структуры, которые наглядно пред-ставляются в виде «разбитой тарелки». Таким образом, предложено раз-вёрнутое определение структур центрального типа (СЦТ), которые являются результатом импульсной разрядки или постоянно действующих нормальных и максимально касательных тектонических напряжений, связанных с процессами магматического, соляного, глинистого и нефтяного диапиризма в условиях пульсации и неравномерного вращения Земли вокруг своей оси, Солнца и центра Галактики. Как известно, наиболее выраженными циклами тектономагматической активизации являются циклы Бертрана с периодичностью 175–200 млн лет, которые наглядно на Земле представляют различные по возрасту этапы складчатости (байкальская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская) [2, 3, 7].

В целом представляется иерархическая система основных направлений современной геотектоники. В основе тектогенеза очевидна ротационная геотектоника, которая порождает плюмтектонику, а следствием последней является ринг- и плейттектоника.

СЦТ Северного Ледовитого океана, представляет собой структуру растяжения глобального плана, центральная часть которой представлена рифтовой зоной с глубоко погруженным хребтом Гаккеля, что связано не с погружением мантийного вещества в этой зоне, а с провалом верхней части осадочного чехла земной коры на фоне сводового поднятия мантии и астеносферы. Это подтверждается данными Ю.Г. Кутинова, который приводит модель литосферы в сечении континент–океан [6].

Окраинные моря (Баренцево и Карское) представляют собой СЦТ – саттелиты, расположенные по круговой орбите Северного Ледовитого океана; это структуры растяжения, но меньшего ранга. В последнее время они вызывают особый интерес на предмет поисков месторождений нефти и газа.

Литература

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.

2. Баренбаум А.А. Концепция «Галактического года» в геологии: История становления и современное состояние проблемы // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 51–55. (Материалы XLI тектонич. совещ.; Т. 1).

3. *Белов С.В.* Космические причины периодичности вулканизма // Система планеты Земля. Нетрадиционные вопросы геологии. XI науч. семинар. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 199–200.

4. Володькова Т.В. Структура плюмов разного ранга и их зональность // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М., 2008. С. 161–165. (Материалы XLI тектонич. совещ.; Т. 1).

5. Гончаров М.А. Кинематическая модель Северной компоненты дрейфа континентов как причины расширения Южного и сокращения Северного полушария // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 279–286.

6. *Кутинов Ю.Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург, 2005. С. 100–388.

7. Лопатин А.Ф., Вобликов Б.Г. К проблеме пульсации Земли // Сборник научных трудов. Сер. «Тектоника и Геодинамика». Вып. 1. Ставрополь, 2002. С. 71–86.

8. Павленкова Н.И. Ротационные движения крупных элементов Земли и глобальная геодинамика // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 103–114.

9. Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3–8.

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

11. *Устинова В.Н., Устинов В.Г., Васильев С.В.* Роль ротационных сил в формировании структур центрального типа // Ротационные процессы в геологии и физике М.: КомКнига, 2007. С. 287–296.

12. Федоров А.Е. Проявление куба в строении Земли // Система планеты Земля: Нетрадиционные вопросы геологии. XI научн. семинар. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 121–153.

13. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно-глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437–1440.

14. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (Геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. С. 187.

15. Хаин В.Е., Полетаев А.И. Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние, перспективы развития // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 12–101.

16. *Харченко В.М.* Спиральная циркуляция мантийного, корового вещества, цикличность и глобальная геотектоника // Вестн. СевКавГТУ. 2006. № 5 (9). С. 49–51.

В.М. Харченко¹

Перспективы нефтегазоносности Баренцевого и Карского морей с позиций новых представлений о природе Урало-Африканского субмеридионального пояса прогибов

Наиболее перспективным направлением поисков и разведки залежей УВ в начале XXI в. является освоение арктических морей севера России, в первую очередь шельфовые зоны Баренцевого и Карского морей [2, 3]. Эти моря располагаются в известном с недавних пор поясе устойчивого прогибания – Урало-Африканском поясе между меридианами 40–60° в.д. [11]. К этому поясу приурочены самые крупные нефтегазовые провинции Персидского залива, Ирана, Южного, Центрального и Северного Каспия, Волго-Уральской и Печоро-Баренцево-морской зоны нефтегазонакопления, которые в целом имеют общие предпосылки к образованию и формированию нефти и газа [4]. Связь месторождений-гигантов с

¹ Северо-Кавказский государственный технический университет, Ставрополь, Россия

этой зоной прогибания является установленным фактом [11], однако природа и механизм возникновения этого пояса остаются дискуссионными и практически невыясненным.

Предполагается решение вопроса природы и механизма образования этого гигантского субмеридионального пояса прогибания с позиций тектоники плит, плюм-, ринг- и ротационной тектоники на основании данных космической съемки гравитационного потенциала [9], современных данных о сейсмотомографии зоны от Персидского залива до Кавказа, данных о линеаментных зонах Транскавказского и Омано-Уральского направлений [6, 1].

С позиций плейттектоники, Урало-Африканская аномальная зона геопотенциала проинтерпретирована И. Г. Клушиным, который связывает ее с гигантской зоной субдукции, взаимодействием плит с образованием обширной зоны или области с пониженной плотностью мантийного вещества [9].

Урало-Африканский пояс прогибания ограничен с запада и востока субмеридиальными линеаментными зонами, связанными уже, вероятно, с современной геодинамикой, которые выделяются в Северном полушарии в основном по данным космической съемки мелкого масштаба [1, 8]. В частности, эти Транскавказская и Урало-Оманская линеаментные зоны пространственно совпадают и в какой-то мере ограничивают с запада и востока выделяемую зону прогибов и аномалию геопотенциала (Урало-Африканскую). Транскавказская зона линеаментов, по данным В.В. Архангельской, ограничивает известное Транскавказское субмеридиальное поднятие, которое, по нашим представлениям, имеет как южное, так и северное продолжение, соответственно от Персидского залива, на юге, до Баренцевого и Карского морей, на севере. Это поднятие объясняется с позиций плюмтектоники на основании последних данных сейсмотомографии [6].

Согласно данным А.В. Ершова и А.М. Никишина [6], отмечается миграция Восточно-Африканского плюма в северном направлении на протяжении последних 40 млн лет. Тектономагматическая активность на Кавказе в неоген-четвертичное время связана с проявлением этого плюма и его миграцией в северном направлении.

Таким образом, с позиций плюмтектоники эта область прогибания связана с подъемом мантийного вещества и расколами земной коры с образованием структур растяжения различного ранга [7, 13]. Особый интерес представляют такого рода структуры с мощным осадочным чехлом (до 20 км), это: Южно-Каспийская и Северо-Каспийская, где также отсутствует гранитный слой в земной коре. Аналогичными структурами растяжения являются структуры Баренцевого и Карского морей, которые имеют место и на северном окончании выделяемой зоны прогибов, и аномалия геопотенциалов с подобными условиями нефтегазообразования. Выделяемые прогибы в этой зоне являются верхней частью своеобразных структур растяжений, образовавшихся в условиях подъема мантийного вещества, частичной ассимиляции земной коры и интенсивного прогибания или даже провала центральных частей этих сводов [12, 13].

На юге этой зоны прогибов, в районе Персидского залива, Я.Г. Кац, А.В. Тевелев и А.И. Полетаев [7] в качестве примера описали связи кольцевых структур и линеаментов в строении рифта Красного моря. По их представлениям, рифт расположен в осевой части кольцевой структуры, представляющей собой огромное сводовое поднятие, которое сложено с поверхности метаморфическими породами Африканско-Аравийской платформы [7]. Все особенности строения Красноморского рифта свидетельствуют о том, что рифтогенез связан с явлением растяжения земной коры и последующего ее обрушения, т.е. процесс линеаментогенеза следует рассматривать как вторичный, последующий за образованием поднятия, отраженного на космических снимках в виде кольцевой структуры или структуры центрального типа (СЦТ).

Опираясь на описание Красноморской СЦТ [7] в южной части зоны прогиба и аномалии геопотенциала, на основных геодинамических критериях нефтегазоносности СЦТ [4], можно предположить, что в целом зона прогибов приурочена к сводовому поднятию мантийного вещества и астеносферного слоя. Места максимальной мощности земной коры, связанные с новейшими опусканиями кровли на сводовых поднятиях, являются наиболее благоприятными для образования углеводородов с позиций как органической, так неорганической теории, что и подтверждается наличием месторождений-гигантов в этой зоне прогибаний [4, 12]. Сводовые поднятия с определенной скоростью вертикальных тектонических движений позволяют формировать на земной поверхности структуры растяжения с вполне определенными формами рельефа земной поверхности. Как правило, структуры растяжения выделяются по рисунку современной гидросети различного ранга, которые характеризуются центробежно-центростремительными рисунками с минимальными или отрицательными градиентами вертикальных тектонических движений в центральной части СЦТ и средними и повышенными значениями на их периферии [12, 13].

ми на их периферии [12, 13]. Линеаменты и СЦТ регионального плана являются, по нашему мнению, следствием проявления плюмтектоники, т.е. связаны с подъемом сравнительно легкого мантийного вещества, или с процессами мантийного диапиризма [12, 13]. В свою очередь, дифференциация вещества по плотности с последующим его всплыванием обязана ротационной тектонике, т.е. сепарационным процессам в результате вращения Земли вокруг своей оси, вокруг Солнца и центра Галактики. С ротационной тектоникой связанны не только ринг- и плюмтектоника, но и современная плейттектоника, где в результате вращения образуется система современных субмеридиальной и субширотной зон линеаментов, т.е. происходит образование трансформных разломов, протяженностью в тысячи километров (это известные Транскавказское, Урало-Омское и др.) [10], которые не только ограничивают зону субмеридионального прогиба, но и являются основными зонами флюидо- и тепломассопереноса. Это является важнейшим фактором нефте- и газообразования в зоне прогиба с мощностью осадочного чехла 20 км и более [4, 9, 12].

Рекомендуется конкретная интерпретация СЦТ Карского и Баренцевого морей на основании сейсмоаэрокосмического или структурно-метрического метода автора, путем картирования СЦТ на основании анализа батиметрических карт и аэрофотосъемки в инфракрасном диапазоне спектра, наиболее эффективном в шельфовой зоне. В результате структурного анализа СЦТ с учетом общих критериев их нефтегазоносности возможно выявление перспективных участков зон нефтегазоносности.

Наиболее перспективными зонами будут являтся центральные и перефирические части СЦТ Баренцевого и Карского морей, а также узлы пересечения радиальных и концентрических разломов протяженностью сотни и тысячи километров, где рекомендуются сейсмические исследования, поисковое и параметрическое бурение.

Литература

1. Архангельская В.В. Линеаментный метод регионального металло-генетического анализа / Разведка и охрана недр. 2008. № 2. С. 13–17.

2. Берлин Ю.М. и др. Прогноз геотермических условий генерации нефтяных и газовых углеводородов в отложениях Восточно-Баренцевого мегапрогиба // Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: ГЕОС, 2005. С. 72–73.

3. Вискунова К.Г. и др. Перспективы нефтегазоносности Северо-Карской плиты // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 2002. С. 110–113.

4. Гаврилов В.М. и др. О миксгенетических условиях образования углеводородов в тектонически активных областях // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 2005. С. 103–105.

5. Дьяконов А.И., Овчарова Т.А. Новые идеи и результаты оценки нефтегазового потенциала Печорского и Баренцевого морей // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 2004. С. 170–171.

6. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийского, Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.

7. Кац Я.Г., Тевелев А.В., Полетаев А.И. Основы космической геологии. М: Недра, 1988. С. 157–159.

8. Корчуганова Н.И. Аэрокосмические методы в геологии. М.: Геокарт: ГЕОС, 2006.

9. *Клушин И.Г.* Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте // Международный геологический конгресс. 26-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 57–64.

10. Морозов Ю.А. К феноменологии структур и процессов ротационного генеза / Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 471–504.

11. Несмеянов Д.В. О региональном субмеридиональном поясе прогибания и уникального нефтегазонакопления в Восточном полушарии Земли // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа к созданию общей теории нефтегазоносности недр. Кн. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 44–47.

12. Смирнова М.Н. Закон Брода с точки зрения глубинного строения // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа к созданию общей теории нефтегазоносности недр. Кн. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 197–198.

13. Харченко В.М. и др. Структуры растяжения, механизм образования, основные признаки выделения и нефтегазоносность // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 2004. С. 325–526.

М.Хенриксен¹, Д.В. Назаров²

Возраст последнего наступания ледников на Полярный Урал

В ходе многочисленных исследований последних лет идея уральского центра покровного оледенения не подтвердилась. Вместо него установлено надвигание ледников с шельфа Карского моря на юг, в том числе и в позднем плейстоцене [1, 2]. При этом отдельные ледниковые языки проникали вверх по долинам западного склона Полярного Урала. Однако возраст последнего вторжения ледников с севера на Урал до сих пор установлен не был, т.к. он находится за пределами возможностей радиоуглеродного метода.

В 2007 г. в рамках работ по русско-норвежскому научно-исследовательскому проекту ICEHUS (Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia) на Полярном Урале нами были получены первые данные о возрасте последнего покровного оледенения методом оптически стимулированной люминесценции (OSL-метод). Объектами для да-

¹ Норвежский университет наук о жизни, Ос, Норвегия

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

тирования послужили водно-ледниковые отложения в верховьях р. Большая Кара, окаймляющие конечную морену максимального продвижения ледника в глубь Уральских гор.

В 12 км от подножия гор, выше по течению р. Большая Кара, речная долина перегорожена дугообразной моренной грядой. Ее поверхность достигает абс. отметки 230 м, а выпуклая сторона обращена строго на восток, вверх по долине реки. Гряда сложена валунно-галечным диамиктоном с песчаным наполнителем. С дистальной стороны гряды к диамиктовой гряде прислонена озерно-ледниковая толща алевроглинистых ритмитов ленточного строения. Озерно-ледниковые осадки перекрыты флювиогляциальными гравийно-галечными песками, которые выше по течению от моренной гряды слагают террасы с отметками 210–220 м. По измерениям в лаборатории Рисе университета г. Орхус, Дания (А. Mur-ray) OSL возраст образцов флювиогляциального песка составил 66±4 и 72±5, а образцов озерно-ледниковых ритмитов – 73±4 и 80±4 тыс. лет. Среднее значение 73 тыс. лет назад вероятно характеризует максимальную фазу последней экспансии шельфового оледенения.

Этот результат хорошо согласуется с возрастом экспонированных валунов отступавших горно-долинных ледников Полярного Урала, полученным по измерениям содержания космогенного изотопа ¹⁰Ве. По этим данным, валуны на дне трогов Полярного Урала лежали без движения в течение 50–60 тыс. л.н., что дает минимальный возраст последнего горного оледенения [3].

Литература

1. Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A. et al. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // Boreas. 1999. V. 28. P. 23–45.

2. Шишкин М.А. Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30/31. С. 207–212, 1047–1057.

3. *Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T.* Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quat. Sci. Rev. 2008. V. 27.

Геотермия Арктического бассейна: Проблемы и решения

Одним из опорных источников информации о тектонике и геодинамике Арктического региона являются геотермические данные. Тепловой поток в пределах этого региона изучен в Западно-Арктическом и Амеразийском бассейнах.

Численное моделирование геотемпературного поля вдоль сейсмогеологических геотраверсов в условиях структурно-теплофизических неоднородностей литосферы позволило создать 3D-модели распределения глубинных температур и теплового потока. В качестве краевого условия на нижней границе области моделирования использованы результаты измерений теплового потока, а на верхней границе – температуры придонного слоя воды. По аналогии с методикой построения томографических моделей в геофизике этот метод назван термотомографическим [1].

Вдоль каждого из геотраверсов выполнен расчет глубинных температур с по программе «TERMGRAF», разработанной нами [2]. Построение трехмерной региональной геотермической модели производилось с помощью пакета трехмерной графики «TECPLOT v.9.0» (Amtec Enginering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюденного поля (температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта-долгота-глубина. Построение трехмерных (объемных) моделей распределения температур и тепловых потоков позволяет получить карты-срезы геотермического поля на любой глубине и таким образом определить те уровни, на которых существуют характерные температурные границы: а) условия для катагенетического преобразования органического вещества, б) изотерма Кюри, в) солидусные условия для мантийного вещества и т.д. Таким образом, в первом приближении удается прогнозировать глубину и локализацию размещения месторождений углеводородов, определить мощность магнитоактивного слоя и толщину литосферы [1].

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений в Западно-Арктическом регионе позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока от Кольского побережья в северовосточном и северо-западном направлениях. Так, в зоне сочленения

 ¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
² Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м², а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м². Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Авторы ранее уже высказывали предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза на разных стадиях тектонической истории Баренцевоморской плиты [3].

Измерения теплового потока авторами работы выполнялись с помощью новой модификации известной и апробированной серии геотерми-ческих зондов «ГЕОС» – зондом «ГЕОС-М». Зонд предназначен для автоматического высокоточного измерения температуры донных осадков; градиента температур на четырех измерительных базах, теплопроводно-сти осадков на тех же базах, гидростатического давления (глубины), температуры воды, угла внедрения зонда в осадки (угла отклонения от вертикали) и определения на основе полученных данных глубинного те-плового потока Земли через дно акваторий. Кроме того, зонд позволяет осуществлять вертикальное температурное зондирование водной толщи. По кабель-тросу осуществляется управление процессом измерения, вся получаемая информация поступает в набортный компьютер.

На термотомографических моделях впервые выявлены характерные структуры в виде «температурных куполов», контролирующие локализацию месторождений углеводородов.

На полигоне «ЗФИ» было выполнено семь измерений теплового потока и температуры в толще воды. В результате измерений температуры водной толщи был обнаружен слой отрицательных температур в интервале глубин 30–80 м и изотермическая зона при глубинах более 370–380 м. Таким образом, была определена минимальная глубина (~370 м), при которой возможно измерять тепловой поток. При меньших глубинах сказывалась «неизотермичность» водной толщи, что обусловливало не-линейность термограммы в донных осадках и соответственно увеличе-ние погрешности измерений. На большинстве станций его можно было

ние погрешности измерений. На большинстве станции его можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда. Мы получили два высоких значения теплового потока (88 и 97 мВт/м²) по линии север–северо-восточного простирания, относящейся к проливу Франц-Виктория, а также пониженные значения теплового потока (30–35 мВт/м²) западнее и восточнее этой предполагаемой линии. Подобные вариации теплового потока, где на небольшом простран-стве значения изменяются в два раза, характерны для районов развития

эвапоритовых бассейнов в условиях деструкции коры. Эвапориты по-

всеместно встречаются в разрезах океанического чехла окраинных периокеанических бассейнов Атлантики [4, 5].

Объектом изучения на полигоне «Шпицберген» был желоб Орла, простирающийся от Земли Короля Карла на юге до подножия континентального склона Котловины Нансена на севере.

Желоб представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания. Высота стенок депрессии со-ставляет до 400 м, а дно расположено на глубине 470–520 м и еще более углубляется с выходом к континентальному склону. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине всего 50 км. Распределение температуры в водной толще полностью аналогично

тому, которое описано для полигона «ЗФИ».

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 20 измерений теплового потока, принесших, без преувеличения, «сенсационные» результаты. Он составлял от 300 до 520 мВт/м², что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря. Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте не оставляла сомнений в достоверности полученных результатов.

На всех «аномальных» станциях термограммы имели линейную или близкую к линейной форму. Это свидетельствовало о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограммы, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 4,0–4,5 км под дном в желобе могут быть встречены солидусные температуры. Это говорит о том, что деструкция континен-тальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а, возможно, проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективнои разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Для решения вопроса о степени выноса глубинного материала целесообраз-но проведение гидрохимического опробования придонных слоев с це-лью анализа индикаторов мантийного тепломассопереноса (³He/⁴He и др.). Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб Орла имеет тектониче-

скую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

На северной окраине шельфа Баренцева моря развита система желобов (трогов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа и «раскрываются» по направлению к континентальному склону. Кроме желоба Орла, это желоба Воронина, Святой Анны, Франц-Виктория, а также менее крупные структуры – проливы Британский канал в архипелаге ЗФИ и Хинлопен в архипелаге Свальбард. В последние годы все чаще говорят о тектоническом происхождении этих желобов, применяя к ним термины «грабены» или «рифты» [7, 8].

Желоб Орла из перечисленных крупных депрессионных структур занимает самое западное положение и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам меридионального простирания приблизительно такого же масштаба на островах Шпицбергена. На о-ве Западный Шпицберген это система фьордов Бокк-фьорд, Вуд-фьорд и Вейдефьорд, а также пролив Хинлопен.

Отмеченные структуры, расположенные ортогонально к северной кромке Баренцевоморского шельфа, ориентированы параллельно континентальному склону к западу от Шпицбергена и также параллельно океаническому хребту Книпповича, т.е. структурам раскрытия данного сектора Северной Атлантики. Такой структурный план позволяет предположить геодинамическое единство системы океанических (хребет Книпповича) и континентальных (Шпицберген) структур.

Расчеты температур и теплового потока в литосфере Амеразийского бассейна проведены вдоль сейсмических геотраверзов «СЛО-92», «АРК-ТИКА-2000» и «СЛО-8991».

По нашим расчетам, температура на подошве коры, так же как и глубина границы М, уменьшается в северном направлении. Так, в южной части котловины Подводников I температура на границе М составляет 750– 780° С, а в северной части котловины Подводников II – 700° С. Заметим, что граница М в Амеразийском бассейне не является изотермической, т.е. температура на ней зависит от мощности коры. Этот же результат был получен ранее практически для всех пассивных переходных зон Мирового океана, в отличие от активных конвергентных зон Западной Пацифики, где был сделан вывод об изотермической природе границы М [9].

В верхней мантии в пределах твердой литосферы температура нарастает от 700–750°С до 1200°С на глубине 42–45 км. Кровля термической астеносферы, приуроченная к изотерме 1250°С с учетом РТ-условий для данной глубины, проявляется на глубине 50 км.

Таким образом, мы прогнозируем мощность литосферы под котловинами Подводников, равную 50 км.

Полученные данные позволяют констатировать отсутствие новейшей тектономагматической активности в районе котловин Подводников. Анализ фонового теплового потока показал, что внутри литосферы кот-

ловин Подводников он составляет 60–70 мВт/м². Имеется тенденция некоторого увеличения фонового теплового потока вкрест простирания котловин. Так, под хребтом Менделеева он достигает 80 мВт/м². Однако это вполне объяснимо влиянием структурно-теплофизических неоднородностей из-за пониженной теплопроводности неконсолидированных осадков котловин по сравнению с обнажающимся складчатым комплексом хребта Менделеева, обладающим более высокой теплопроводностью.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 08-05-00012 и программы Президиума РАН «П-16».

Литература

1. *Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г.* Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.

2. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: РУДН, 1996. 289 с.

3. *Khutorskoy M.D., Podgornykh L.V., Leonov Yu.G., Pavlenkin A.D., Polyak B.G.* Thermotomography as a new tool for studying the geothermal field // Georesources. 2004. V. 1, Nº 8. P. 14–21.

4. Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.

5. *Rowley D.B., Lottes A.L.* Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: late Jurassic to present // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 73–120.

6. Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 82–101.

7. Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г. Неотектонические структуры и активные разломы Арктического шельфа России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 271–280.

8. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

9. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях: Раздел 1: Тепловой поток и тектоника; Раздел 2: Карта измеренного и фонового теплового потока; Раздел 3: Оценка глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 3–18.

О превращении Антарктического квадратоидного блока в ромбоидный

Земля, если взглянуть на нее сверху, похожа на мяч, сшитый из 12 кусков кожи... Платон. Диалог «Федон»

Ромбовидность Антарктического блока бросается в глаза (рисунок). Но как она возникла? Здесь рассматривается на основе полиэдрического подхода трансформация первичного тектонического сфероквадрата (квадратоида), или, проще, квадрата – в ромб (ромбоид).

Полиэдрический подход. Недавно астрофизики и математики выявили ромбододекаэдрическую структуру Вселенной. Это вызвало у них интерес к полиэдрам в других областях, в том числе в тектонике, в частности, к нашим исследованиям [7]. Наука возвращается к основам, заложенным Пифагором и Платоном 2,5 тыс. лет назад: ключевую роль в них играла ритмология, изучающая пространственно-временной порядок. Пионер этого подхода в тектонике Л.Эли де Бомон безуспешно развивал икосадодекаэдрическую модель. Недавно стало ясно, что пятерные оси симметрии, предохраняющие тела от окаменения, являются исключением в косной природе. Но на их основе происходит переход к биологическим системам (у древнейших организмов – вирусов – икосадодекаэдрическая оболочка) [7]. Л.Грин успешно применил простую (тетраэдрическая модель к глобальному рельефу, но главное достижение – дитетраэдрическая модель А.Мишель-Леви и М.Бертрана (взаимопроникающие континентальный и океанический тетраэдры).

Гексоктаэдр. Автор, исследуя архей, пришел к гексоктаэдрической модели первоструктуры Земли. По сложности она – между названными моделями. Гексоктаэдр состоит из 9 больших кругов и включает в себя октаэдр, гексаэдр, ромбододекаэдр, тетраэдр; эти круги могут образовать столько же диэдров, но при наличии моноэдров. Моноэдр – одна вершина на сфере; диэдрическое ребро растет от нее. Тогда не нарушается уравнение Эйлера (вершины + грани = ребра + 2).

И прошлые, и современные модели имеют неэволюционный характер, что ограничивает их применимость. Гексоктаэдр – эволюционнополиэдрическая модель [7]. Эта структура, зародившись в виде моноэд-

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



Антарктический квадрат и ромб (схема Южного полушария). 1–3 – оси горно-тектонических поясов в океанах (сглаженные): 1 – современных активных поясов (СОХ), 2 – отмерших СОХ [3, и др.], 3 – слабо выраженных или разрушенных СОХ; 4 – оси нижнеархейских относительно фемических поясов (по ребрам гексаэдра) [4, 7]; 5 – направление сжатия коромантийных блоков в фазу наибольшей контракции; 6 – направления относительного удлинения (а) и укорочения (б) субмеридиональных СОХ

ра (вершина – Африканская сверхдревняя вулканическая область), прошла 2 гигантских цикла (протогей и неогей), в которых в начале резко доминировал октаэдр, затем гексаэдр, позднее заметным становился ромбоэдр. Диссимметризация – главное проявление эволюции – привела в начале мезозоя к образованию неправильного триэдра (Гондвана, Лавразия, Пацифида, разделенные молодыми поясами). Главный диссимметризатор – твердое ядро, значительно смещающееся в определенные эпохи под воздействием Луны, Солнца и т.п., с центра Земли. Большой дрейф субъядра в фанерозое привел к появлению океанического и континентального полушарий, т.е. диэдра. Океанизация. З модели океанической коры: сиалическая Палласа– Зюсса, базитовая Дэна–Вегенера и базито-сиалическая Штилле. Автор развивает последнюю, ибо первично-сиалическая оболочка должна появляться при любом глобальном источнике энергии (гипотетическая гравитационная энергия – при дифференциации гомогенной Земли; первично расплавленная Земля). В качестве главной рассматривалась достоверная радиоактивная энергия, убывающая по экспоненциальному закону, причем в первично гетерогенной Земле. Явная океа-низация началась с образования триэдра: 1) триас-юра – осадочно-вулканическая трансгрессия от осей проседавших герцинских орогенов, разместившихся в основном на ребрах гексаэдра (а Уральский ороген превратился в эмбриональный океан, который вне мировой сети не смог развиться); мелководные океаны; 2) мел – постепенный переход к регрессии, средневодные, затем глубоководные океаны. С середины кайнозоя экспансионно-пульсационная эволюция (Е.Е. Милановский и др.) сменяется неотектонической контракционно-пульса-ционной. По П.Н. Кропоткину (1989 и др.), 95% верхов коры находится ныне в состоянии сжатия. Расширяются только живые рифты, находящиеся в основном на осях COX. Только они ныне связаны с ядром - главным источником энергии; но последняя иссякает [7]. По Г.Штилле (1944), тектоническое развитие затухает: замкнулись ортогеосинклинали, господствуют финальные базальты. В основе этой модели – рассеянный рифтинг, который сменился неотектоническим рампингом (ранее автор относил к рамповым океанам Тихий и часть Индийского, но, судя по данным сейсмотомографии, и остальные океаны скрыто рамповые). Исходя из соответствия тетраэдрической структуры глобального рельефа и подошвы мантии, был сделан вывод о двояковыпуклости континентальных и двояковогнутости океанических блоков [5]. Последние уменьшены по мощности и увеличены по латерали. Поэтому они на определенном этапе вдавались, вдвигались в континентальные блоки (особенно с пластичными окраинными орогенами). При этом разделяющие их границы попали под континенты: они выражены сейсмофокальными зонами, а ниже, по данным сейсмо-томографии, прослежены до ядра (D.R. Choi, 2003). Латеральное вдвигание, в отличие от субдукции или обдукции, совершается без нарушения универсального принципа наименьшего действия. В.П. Уткин (2005) предложил для него термин «ректодукция».

Контракция – это переуглубление океана с выжиманием из литосферы гигантского количества воды, что детально изучено [2]. На региональном уровне это наглядно демонстрируют Каспий и Арал, находящиеся в противофазах: когда один наполняется за счет сжатия литосферы, другой мелеет (Н.А. Шило, 1997). Антарктический блок. Из правильных полиэдров гексаэдр ныне наиболее проявлен. Он используется последние 15 лет для изучения разных проблем (Г.А. Ковалева, Г.Г. Кочемасов, С.Г. Сколотнев, В.Д. Сывороткин, А.Е. Федоров, В.Н. Шолпо и др.). В начале Антарктический блок был выделен как 1 из 6 континентов, на которые распалась кратковременная панплатформа, образовав гексаэдрическую систему рифейских поясов [4]. Позднее по количественному соотношению простираний нижнеархейских сооружений выявлен древнейший возраст гексаэдра [7].

На рисунке видно, что по площади Антарктический ромб значительно уступает квадрату. Это результат донеотектонического латерального разрастания океанических блоков, а его ромбовидность – в основном следствие неотектонической диссимметризации: тектонические блоки от более активных СОХ (Индоокеанский и Восточно-Тихоокеанский) перемещались по ядру к менее активным (Атлантический и Западно-Тихоокеанский). Первые растягивали, удлиняли Антарктический блок, вторые сжимали, сужали. Возникновение на основе реидной тектоники (М.Г. Леонов и др.) гигантских плато (Тибетского и Колорадо) в областях северных окончаний активных поясов, возможно, свидетельствует о такой эволюции. Отмирание Западно-Тихоокеанского СОХ [3] резко увеличило диссимметрию. Вероятно, этим объяснимо меридиональное сжатие Центральной Атлантики в конце кайнозоя [1], хотя и предшествующее растяжение Атлантического СОХ на фоне общей контракции было относительным. С этого времени доминирующей становится дитетраэдрическая структура, проявляющаяся и в последних вековых циклах [6].

Заключение. Огромное количество интрузий – корней базальтовой оболочки – и рампинг – главные факторы повышения сейсмоскоростей в океанах. Окончательный ответ дадут СГС (НИС «Чикю» уже начало бурение).

Литература

1. Книппер А.Л., Разницын Ю.Н. Синхронность сжатия в литосфере Центральной Атлантики и Западного Тетиса на границе тортон–мессиний // Геотектоника. 2008. № 1. С. 27–37.

2. *Орленок В.В.* История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 245 с.

3. Тектоническая карта мира. Масштаб 1: 45 000 000 / Ред. Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин. Л.: Мингео СССР, 1984. 1 лист.

4. *Черкасов Р.Ф.* Дрейф субъядра Земли: Тектонические следствия // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы II междунар. симпоз. Хабаровск, 1994. С. 13–19.

5. *Черкасов Р.Ф.* Проблемы «живой» тектоники // Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С. 117–121.

6. *Черкасов Р.Ф.* Взаимодействие континентальных и океанических тектонических поясов: проблема малой циаличности // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Тр. Всерос. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал Гео, 2003. С. 206–209.

7. *Черкасов Р.Ф.* Полиэдрическая структура Земли и ее диссимметризация в ходе эволюции: Докл. на III междунар. конф. «Финслеровы обобщения теории относительности» (Москва, 2007 г.) (на рус. и англ. яз.). Хабаровск, 2008. 69 с.

Г.А. Черкашёв¹, В.А. Кошелева¹, С.В. Булдаков¹, Я.В. Неизвестнов¹, Э.И. Сергеева²

Особенности строения и состава четвертичных отложений Хатангского залива моря Лаптевых

Важным резервом наращивания сырьевой базы добычи углеводородов является шельф восточно-арктических морей России. Залив Хатанга относится к перспективной нефтегазоносной провинции 1 категории [4]. Шельф восточноарктических морей является наиболее перспективным на крупные скопления УВ, могущих повлиять на баланс энергетических ресурсов мира [5].

Хатангский залив вдается в Северо-Сибирскую низменность на 278 км в юго-западном направлении [1, 8]. Севернее расположены острова: Преображения, Большой Бегичев и Малый Бегичев. В залив впадает р. Хатанга. Прибрежная часть суши представляет собой всхолмленную тундру, с высотами холмов 70–40 м, понижающуюся к берегам. Берега залива обрывистые, с высотами до 12 м. Залив мелководен (до 10 м), но в его северной части расположен желоб, с глубинами до 20 м [8].

Работа выполнена по материалам донного опробования и бурения, проведенного в Хатангском заливе и побережье сотрудниками ВНИИО-кеангеология за последние 50 лет.

Вскрытые отложения разделяются на средне-верхненеоплейстоценовые, верхненеоплейстоценовые, голоценовые и современные [6, 7]. Минимальные мощности их (1–3 м) характерны для юго-восточной части залива, максимальные (десятки метров) приурочены к устьевой части залива.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) МПР РФ, РАН, Санкт-Петербург, Россия, vko-sheleva@bk.ru

² Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

Средне-верхненеоплейстоценовые отложения (Q_{II}⁴-Q_{III}¹) вскрыты в прибрежной части залива и на побережье под чехлом более молодых осадков, мощностью от первых метров до 15 м. Они залегают на мезозойских, прежде всего, меловых, породах и изредка траппах. В разрезе толщи выделяется два горизонта: нижний (0,3 – >2,5 м) и верхний (сантиметры – 13 м). Нижний горизонт имеет прерывистое строение. Он сложен песками с гравием и галькой. Гравийно-галечный материал представлен местными мезозойскими породами и породами траппового комплекса. Пески имеют гранатово (3–22 %)-эпидотово (7–18 %)-пиро-ксеново (4,6–56,4 %)-чернорудный (3–22 %) состав, при заметном содержании пирита и гидроокислов железа. Источником моноклинных пироксенов были размываемые коры выветривания траппов, иногда слагающие возвышенные участки дна залива. Абрадируемые нижнемеловые терригенные отложения обогащали нижний горизонт стрессовыми и устойчивыми акцессорными минералами. Пески и галечники содержат пелициподы и гастроподы арктобореальных видов: *Mytilus* cf. Edulis L., *Muskulus* sp.ind., *Mafica claussa* ind., *Astarte montagui* (Dillw), *Hiatella* arctica L., Joldiebba sp. ind., Trichotropis sp., Portlandia arctica (Gray). B них содержится и микрофауна казанцевского комплекса, в том числе: Protelpludium ustulatum (Todd), Cribroelphidium subareticum (Cushman), доминируют виды: Retroelphidium hyalinum (Brodn.), Haymsina orbicularis (Brady). По биогенному материалу, осадки формировались в мелко-водном бассейне, с глубинами до 20–30 м при арктобореальных климатических условиях в казанцевский этап развития региона. Верхний горизонт представлен плотными темно-серыми алевритопелитовыми миктитами, с ленточно-слоистой текстурой. В миктитах присутствуют грубообломочный материал, угольная крошка и органические остатки. По глинистым минералам миктиты имеют каолинитово (5–10 %)-хлоритово (30–40 %)-монтмориллонитовый (45–60 %) состав. Источником монтмориллонита были размываемые нижнемеловые отложения [9]. По палеонтологическим остаткам отложения верхнего горизонта также имеют казанцевский возраст.

Континентальные отложения зырянского горизонта (Q_{III}^2 zr) эпизодически вскрыты на обоих побережьях Хатангского залива. Мощность их не превышает 3,0 м. Вскрыты они на глубинах 10–15 м от поверхности суши. Представлены зырянские отложения алевритами, алеврито-глинистыми миктитами и глинами с ленточно-слоистой текстурой. В них редкие фораминиферы представлены: *Crubrononion obscuerus* Gud, *Haynesine orbicularis* (Brady). Фауна – мелководная, холодноводная, выдерживающая сильное опреснение. Фораминиферы могут быть переотложенными, и проникнутыми (из моря) в пресноводный бассейн. Возраст дан-

ных отложений определяется их стратиграфическим положением. Они залегают на морских казанцевских терригенных отложениях и перекрываются морскими каргинскими отложениями.

Верхненеоплейстоценовые отложения каргинского горизонта (Q_{III}³kr) установлены повсеместно и представлены морскими осадками мощностью сантиметры – 17 м. Они залегают с размывом на морских казанцевских, континентальных зырянских и дочетвертичных породах. Подошва их вскрыта на отдельных прибрежных участках, а перекрыты эти отложения сартанскими, реже современными осадками. Отложения представлены чередующимися слоями алеврита, глинистого алеврита, алевритовой глины, песка и алевритового песка мощностью до 1 м, при-уроченного к верхней части разреза. Отдельные слойки в песках имеют горизонтальную или тонкую линзовидно-перекрестную слоистость. По акцессорным минералам каргинские отложения имеют пироксено (~20 %) -чернорудный (~40 %) состав, с заметным содержанием граната (до 12,2 %), минералов группы эпидот-цоизита и сфена [8]. По глинистым минералам каргинские отложения имеют хлорит (10 %)-гидрослюдисто (25 %)-монтмориллонитовый (65 %) состав, что указывает на их формирование за счет неоднократно перемытого терригенного нижнемелового материала. Часть монтмориллонита поступала в осадки и от размыва кор выветривания траппов, имеющих эпизодическое развитие на дне Хатанг-ского залива и прибрежной территории. Отложения каргинского горизонта, наряду с фораминиферами, доминирующими в казанцевских отложениях, содержат комплекс фораминифер, характерных для данного пожениях, содержат комплекс фораминифер, характерных для данного горизонта: Pyrgo wwilliamsoni (Silv.), Triloculina hicarinata d'Orb., Lagena graeillima (Siguenza), L. Nebulosa Rss., Sigmoidella pacifica (Cushm. et Ozawa), Astirella pulebella (Parker), Alabaminoides mitis (Gud.), Globigerina sp. Juv. Моллюски представлены: Steenstrum Cyrtodaria cf. kurriana Dunk., Macoma aff. torreli, Joldiella informedia (Sars), Bathyarca geacialis (Gray), *Cylichna scalpta* (Riive). Комплекс остракод сходен с казанцев-ским, но не содержит вида *Cytherella feschekpuhensis*, а содержит аркти-ческий вид: *Krithe glaeialis* Br.Gros et Rob. В целом, каргинские и казанцевские отложения различаются по составу индикаторной группы бентоса, основная же группа та же самая, включая доминанты. При максимальном развитии каргинского бассейна, в заливе преобладали глубины в 30–50 м. В конце каргинской трансгрессии условия для жизнедеятельности органических форм ухудшились. Единичные *Haymsina orbicularis* (Brady), редкие эльфидиоды, букцеллы и полиморфиниды установлены в виде карликовых и ювенильных форм. Остракоды и губки исчезают совсем. Возраст отложений определяется как каргинский.

Верхненеоплейстоценовые отложения сартанского горизонта (Q_{III}^4 sr) вскрыты эпизодически на отдельных возвышенных прибрежных участках залива и в прибрежной части суши. Они представлены континентальными отложениями озерного, озерно-аллювиального или озерноболотного происхождения. Подошва их залегает на морских четвертичных или мезозойских породах; мощность до 11 м. Сартанские отложения сложены алевритами, песками, глинами и торфяниками. Все породы сильнольдистые. По палеонтологическим остаткам сартанские отложения разделяются на две пачки. Нижняя пачка представлена алевритоглинистыми осадками, содержащими лишь единичные фораминиферы плохой сохранности. По акцессорным минералам, отложения пачки имеют пироксеновый состав (до 68 %), при малом содержании черных рудных минералов (до 6,8 %), минералов группы эпидот-цоизита (до 6,9 %) и роговой обманки (до 4,9 %). Эти отложения формировались в пограничной зоне суша–бассейн, при периодической связи озера с морским бассейном. Заболачивание озер привело к формированию верхней пачки сартанского горизонта. Верхняя пачка отложений отвечает поздне- и послеледниковому периоду сартанского времени. Пачка озерных, озерноболотных и болотных осадков иногда прослеживается на островах. Возраст ее, по C¹⁴, определяется в 11–9,5 тыс. лет. Морские организмы в толще не обнаружены.

Верхнечетвертичные–современные отложения (Q_{III-IV}) сложены озерно-болотными и делювиально-солифлюкционными отложениями, развитыми на прибрежной суше. Делювиально-солифлюкционные отложения маломощным плащом покрывают водораздельные пространства и пологие склоны долин островов и полуостровов. Представлены они щебнистыми суглинками, содержащими редкие включения мелкой, плохо окатанной гальки. Мощность отложений составляет <1–5 м. Озерноболотные глинистые алевриты (<4 м) распространены на побережье о. Большой Бегичев.

Современные отложения (Q_{IV}) представлены аллювиальными и морскими осадками. Аллювиальные отложения слагают поймы и русла речных долин. Поймы сложены гравийным песчаником с рассеянной галькой. Современные осадки слагают береговые валы, пересыпи, пляжи, ватты, марши и собственно донные осадки. Состав их изменяется от пелито-алеврито-песчаных до гравийно-галечных. В верхней части разреза современных осадков встречены песчаные раковинки, указывающие на формирование осадков в мелководной среде. В современных морских осадках присутствуют эврибионтные *Hayhesina orbi cularis* (Brady), изредка *Bucella frigida* (Cushman), *Bucella* aff. *troitzkii* Gud, *Gerbulina* spp., *Retropleidium* sp., *Protelpleidium parvum* Gud, *Elphidiella gorbunovi*
(Stschedr.), Asterella pulchella (Parker), Trochammina sp. Мощность современных осадков может достигать 12 м. Формирование осадков происходит за счет осадочного материала размывающихся мезозойскокайнозойских пород. Поставщиком осадочного материала на дно залива также является р. Хатанга. Она выносит $2 \cdot 10^6$ т/год взвешенных частиц и 6,3 $\cdot 10^6$ т/год растворенного вещества [2]. Острова Большой Бегичев и Малый Бегичев сложены породами мелового возраста: песчаниками, алевролитами, глинами и песками с прослоями каменных углей.

Хатангский залив является судоходным и относительно защищенным островами от активной волновой агрессии с моря, что позволяет рассматривать его как потенциальную площадку на проведение поисковоразведочных работ на нефть и газ и постановку государственного мониторинга геологической среды.

Литература

1. Атлас океанов: Северный Ледовитый океан. М.: ГУНиО МО СССР, 1980. 190 с.

2. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики Л.: Недра, 1984. 280 с.

3. Грамберг И.С., Спиро Н.С., Аплонова Э.Н. Стратиграфия и литология пермских отложений северной части Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 174 с. (Тр. НИИГА; Т. 71).

4. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. Нефтегеологическое районирование шельфа восточноарктических морей России и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 1–11.

5. *Клещев К.А.* Основные направления поисков нефти и газа в России // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 18–23.

6. *Кошелева В.А., Яшин Д.С.* Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.

7. Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоценовых – голоценовых отложений Арктических морей России // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 2. С. 160–171.

8. Лоция моря Лаптевых. ГУНиО МОРФ, 1997. 278 с.

9. Ронкина З.З., Вишневская Т.Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Сибири // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1977. С. 30–39.

К проблеме существования Гиперборейской платформы (кратона)

Проведенные в начале 60-х годов прошлого столетия на о-ве Врангеля полевые тематические исследования отрядов московских (Н.А. Богданов) и магаданских (С.М. Тильман, С.Г. Бялобжеский, А.Д. Чехов) геологов в содружестве с геофизиками (О.Н. Куваев) показали, что существование выделенной в 30-е годы Н.А. Шатским в центре Арктического бассейна древней дорифейской Гиперборейской платформы не так уж и бесспорно. Хотя результаты проведенной со льда О.Н. Куваевым «гравики» в целом и не противоречили предположению о наличии к северу от острова континентального субстрата, однако достоверное обоснование геологическими данными его дорифейский возраст не получил (и, забегая вперед, надо сказать, что таких данных не существует вплоть до настоящего времени). В то же время очевидное сходство стратиграфической колонки палеозойско-мезозойских толщ острова и его северовергентной покровно-надвиговой структуры с таковыми в хребте Брукса Северной Аляски вполне допускало и иную трактовку природы этого субстрата – хорошо известно, что «бруксовские» структуры к северу через Колвиллский молассовый прогиб сменяются Канадской глубоководной впадиной с океаническим типом земной коры в ней [1].

Позднее по рассматриваемому Восточно-Арктическому региону появились обширные новые геологические и геофизические данные, полученные как отечественными геологами (О.Н. Иванов, Г.И. Каменева, М.Г. Косько, В.А. Верниковский и др.), так и особенно многочисленными зарубежными их коллегами (Н.Р. Trettin, M.Ir. Churkin, J.T. Dillon, J.T. Ir. Dutro, J.W. Kerr и мн. др.). Все эти материалы были обобщены и тщательно проанализированы автором в его известной монографии [2], а истолкованы как однозначные свидетельства в пользу неправомерности выделения здесь Гиперборейской дорифеской жесткой структуры платформенного типа. Напротив, все новые геологические данные указывали на существование в рифейско-палеозойское время в пределах этого региона своеобразной фациальной и формационной зональности, присущей современным окраинно-морским бассейнам. В частности, все основные особенности состава и строения рифейско-палеозойского разреза о-ва Врангеля, как то: пестрота фаций, в том числе и близких по воз-

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

расту (от типично морских до лагунных); обилие грубообломочных разностей пород обычно незрелого грауваккового или аркозового состава; наличие многочисленных перерывов и локальных несогласий, особенно в верхнедевонско-нижнекаменноугольной части разреза; наконец, проявление разновозрастного пестрого магматизма и отчетливая надвиговая и покровная внутренняя структура района, – все это намного лучше согласуется с точкой зрения о приостроводужном (а не приплатформенном, как это считалось ранее) его былом тектоническом положении. В пользу этого, т.е. наличия в рифее–палеозое в центральной части Арктического бассейна островодужных сооружений, свидетельствуют и данные по территории Новосибирских островов и особенно убедительно по островам Арктической Канады. То есть тектонический режим развития этих районов на рифейско-палеозойском интервале времени отвечал окраинно-морским, а не эпикратонным или океаническим обстановкам.

При этом нельзя исключать, что отдельные блоки или фрагменты дорифейского континентального субстрата в составе островодужных сооружений теоретически вполне могли существовать как ядра роста этих структур, однако вещественных свидетельств присутствия таковых в Арктике пока не обнаружено. Все известные наиболее древние изотопные датировки изверженных и метаморфических пород здесь не выходят за пределы позднерифейского-вендского времени, подтверждая тем самым лишь вполне вероятное проявление здесь активных байкальских и более молодых складчатых движений. Совершенно очевидно, что в таком случае не имеется ровным счетом никаких фактических оснований для утверждения тезиса о существовании здесь сколько-нибудь крупной древней дорифейской платформенной структуры.

Тем не менее, отчасти, видимо, в геополитических целях, а возможно, и по причине невладения ставшей труднодоступной (особенно в ее зарубежной части) новой геологической фактурой в последнее время заметно участились сообщения отечественных геологов, возрождающих гипотезу Н.С. Шатского о существовании в Арктике древней Гиперборейской платформы (В.П. Кабаньков, М.Н. Смирнова, Н.И. Филатова и др.). К сожалению, зачастую в этих работах не только отсутствуют ссылки на материалы геологов, отстаивающих альтернативную точку зрения, не говоря уже о критическом их рассмотрении, но высказываемые соображения, как правило, практически не подкреплены новыми фактическими материалами и оттого выглядят совершенно неубедительно.

Появившиеся в последнее время данные по изотопному датированию обломочных цирконов из осадочных толщ островов Арктического бассейна и его обрамления [3], результатам бурения сверхглубоких скважин на Арктическом шельфе Аляски [4], наконец, по материалам глубинного протяженного Транс-Аляскинского геофизического траверса [5], увы, фактов в пользу существования Гиперборейского кратона не добавили. Напротив, все они еще более убеждают в отсутствии в истории развития Арктического региона такого структурного элемента.

Литература

1. Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Остров Врангеля // Геология СССР. Т. 26: Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. С. 375–404.

2. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинно-морская модель). М.: Научный мир, 2000. 204 с.

3. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. № 3. P. 3013.

4. Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / E.L. Miller, A.Grantz, S.L. Klemperer (Eds.). Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. 358 p.

5. Fuis G.S., Moore T.E., Plafker G. et al. Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting // Geology. 2008. V. 36, № 3. P. 267–270.

В.Д. Чехович¹

Особенности глубинного строения Арктической Аляски и прилегающего шельфа Чукотского и Берингова морей

Главными структурами Арктической Аляски являются юрско-среднемеловой ороген хребта Брукса и верхнемеловой бассейн Колвилл, заполненный терригенными отложениями [9, 11]. Поверхностным продолжением структур хребта Брукса на западе является ориентированная почти под прямым углом к нему надвиговая зона холмов Лисберн и ее продолжение на шельфе – поднятие Геральда [14, 7, 8]. Современный синтез тектонического строения этой области дан в работе Н.И. Филатовой и В.Е. Хаина [1].

Исследование глубинного строения Аляски по проекту Транс-Аляскинского пересечения [Trans-Alaska Crustal Transect (TACT)] началось в 1995 и завершилось в 2007 г. [5, 6, 20]. Важные результаты получены при морских сейсмических исследованиях по профилю через шельф Берингова и Чукотского морей [10, 21]. Наземные сейсмические исследо-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

вания показали, что, как и в других случаях, супракрустальные срывы (detachment) во фронтальной зоне складчато-надвигового пояса хребта Брукса сопровождаются внутрикоровыми и нижнекоровыми срывами во внутренней зоне со срывом основания (basal detschment), располагающейся несколько выше поверхности Мохо.

Супракрустальные структуры хребта Брукса подстилаются крупномасштабной дуплекс-структурой, которая перекрывает тектонический клин коры и мантии [5]. Согласно интерпретации сейсмических данных, Северо-Аляскинская плита расщепляется в области нижней коры и мантии относительно более жестким индентором плиты Северного Склона, в результате чего верхняя и нижняя кора Северо-Аляскинской плиты оказывается поднятой и деформированной, образуя дуплекс над индентором [5, 6]. Верхняя часть этого дуплекса выходит на поверхность в тектоническом окне Дунерак [18], которое было сформировано в палеогене. Сейсмические отражения в нижней коре и мантии показывают, что две мантии с различными сейсмическими скоростями перекрывают друг друга, формируя образ континентальной субдукции, сходный с установленным в Альпах [5, 20].

Мощность земной коры хребта Брукса составляет 50 км [5, 6], тогда как в более южных районах континентальной Аляски она не превышает 35 км [17].Формирование мощной земной коры хребта Брукса рассматривается в рамках двух моделей – раннепалеогенового андерплейтинга океанических плит Тихого океана и «орогенического перемещения» (orogenic float [15]). Последняя модель считается предпочтительнее [6]. Однако по направлению на запад высоты хребта Брукса снижаются и уменьшаются мощности земной коры [4]. Холмы Лисберн одноименного полуострова северной Аляски также сложены пакетом тектонических пластин с характерными дуплекс-структурами. Этот ансамбль характеризуется восточной вергентностью структур и продолжается на шельфе Чукотского моря в виде поднятия Геральда [8, 14]. Известны результаты исследования глубинного строения шельфа Берингова и Чукотского морей по двум субпараллельным непрерывным профилям (3750 км) от южного края Беринговоморского шельфа до поднятия Барроу на востоке Чукотского моря [10, 21].

Поднятие Геральда сформировано в позднемеловое-палеоценовое время [21], с юга оно ограничено разломом, по которому к нему примыкает палеогеновый осадочный бассейн Хоуп. Мощность земной коры поднятия Геральда (32 км) и ее строение не позволяют проводить аналогий со строением коры хребта Брукса. Однако многочисленные свидетельства о разновозрастных этапах растяжения земной коры в районе Берингова пролива [2-4, 12, 13] наталкивают на возможность проявления аналогичного процесса в районе поднятия Геральда, результатом которого было уменьшение мощности коры [21]. Это объяснение, вполне вероятно справедливое, не может быть применено также и к резкому изменению простирания структур хребта Брукса на п-ове Лисберн и поднятии Геральда на шельфе.

Учитывая имеющиеся сейсмические данные о существовании плиты Северного Склона как индентора, взаимодействие которого с плитой Северной Аляски привело к формированию корней гор хребта Брукса, можно представить, что форма западного края этого индентора могла привести к упомянутым различиям в строении и мощности земной коры поднятия Геральда. Это предположение подтверждается многочисленными меридионально ориентированными разломами, подходящими с севера к поднятию Геральда, и аналогичной ориентировкой длительно развивавшегося трога Ханна. Кроме этого, непосредственно к поднятию Геральда в 50 км от побережья п-ова Лисберн подходит узкая (35–40 км) также меридионально ориентированная протяженная (250 км) полоса интенсивной положительной магнитной аномалии, которая интерпретируется как возможная магматическая дуга [16]. Эти осложняющие структуры в западной части плиты-индентора и его предположительно выгнутый в северном направлении фронт могли привести к тем последствиям, которые отражены в изменении направления надвиговой зоны и ином (по сравнению с хребтом Брукса) глубинном строении п-ова Лисберн и поднятия Геральда.

Программа ОНЗ РАН № 14, проект РФФИ № 08-05-00748, грант Научные школы: НШ-651.2008.5.

Литература

1. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3–29.

2. *Amato J.M., Miller E.L., Hannula K.A.* Orthogonal flow direction in extending continental crust: An example from the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 133–146.

3. Amato J.M., Miller E.L., Wright J.M., Mcintosh W.C.D. Dike swarms on Seward Peninsula, Alaska, and their implication for the kinematics of Cretaceous extension in the Bering Strait region // Canad. J. Earth Sci. 2003. № 40. P. 865–886.

4. *Dumitru T.A., Miller E.L., O"Sullivan P.B. et al.* Cretaseous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska // Tectonics. 1995. V. 14, № 3. P. 549–558.

5. *Fuis G.S., Murphy J.M. Lutter W.J. et al.* Deep seismic structure and tectonics of northern Alasca:Crustal-scale duplexing with deformation extending into the upper mantle // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 20.873–20.896.

6. Fuis G.S., Moore T.E., Plafker G. et al. Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland Frusting // Geology. 2008. V. 36, № 3. P. 267–270.

7. *Grantz A., May S.D.* Regional Geology and Petroleum Potential of United States Beaufort and Northeasternmost Chukchi Seas // Geology and Resourse Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjasent ocean Basins – Beaufort Sea to Baja California / D.W. Scholl, A.Gratz (Ed.). 1987. USA Geol Survey, Menlo Park, California. P. 17–36.

8. *Grantz A., May S.D.* Regional Geology and Petroleum Potential of the Unided States Chukchi Shelfs North of Point Hope. // Geology and Resourse Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjasent ocean Basins – Beaufort Sea to Baja California / D.W. Scholl, A.Gratz (Ed.). 1987. USA Geol Survey, Menlo Park, California. P. 37–58.

9. *Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The Geology of North America. V. G-1: The Geology of Alaska. 1994. P. 17–48.

10. *Klemperer S.L., Miller E.L., Grantz A., Scoll D.W.* Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: Deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 1–24.

11. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. of America. Sp. Paper 360. 2002. P. 333–358.

12. *Miller E.L., Hudson T.L.* Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous compressional orogen, Alaska // Tectonics. 1991. V. 10. P. 781–796.

13. *Miller E.L., Ireland T.R., Klemperer S.L. et al.* Constraint on the age of formation of seismicalli reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf: SHRIMP zircon dating of xenolith from Saint Lawrence Island. // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 195–208.

14. *Moore T.E., Dumitru T.A., Adams K.E. et al.* Origin of Lisburne Hills-Herald Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, Northwestern Alaska // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 77–110.

15. Oldow J.S., Bally A.W., Ave Lalleman H.G. Transpression, orogenic float and lithospheric balance // Geology. 1990. V. 18. P. 991–994.

16. Sherwood K.W., Jonson P.P., Craig J.D. et al. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 39–75.

17. Veenstra E., Christensen D.H., Abers G.A., Ferris A. Crustal thickness variation in South-Central Alaska // Geology. 2006. V. 34. P. 781–784.

18. *Wallace W.K., Moore T.E., Plafker G.* Multistory duplexes with forward dipping roofs, north central Brooks Range, Alaska // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 20773–20796.

19. Wirth K.R., Grandy J., Kelley K., Sadofsky S. Evolution of crust and mantle beneath thq Bering Sea region: Evidence from xenolits and late Cenozoic basalts // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 167–193. 20. *Wissinger E.S., Levander A.* Seismic images of crustal duplexing and continental subduction in the Brooks Range // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 20847–20871.

21. Wolf L.V., McCaleb R.C., Stone D.B., Brocher T.M., Fujita K., Klemperer S.L. Crustal structure across Bering Strait, Alaska: Onshore recording of a marine seismic survey // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper 360. 2002. P. 28–38.

З.Б. Чистова¹, Ю.Г. Кутинов¹

Свидетельства современных геодинамических процессов в структуре барического поля Севера Русской плиты

Ранее нами были установлены участки «дефицита» атмосферного давления над тектоническими узлами [5], которые получили рабочее название «статичных атмосферных минимумов». Характеристики минимумов, методика их выделения, проявление в геолого-геофизических материалах детально рассмотрены ранее [1, 4, 6–8], и был сделан вывод, что основной причин наличия минимумов атмосферного давления являются особенности строения земной коры региона, в первую очередь дизъюнктивные структуры. Если тектонические узлы теоретически должны были фиксироваться в структуре барического поля и их выделение носило, скорее, методический характер, то с линейными тектоническими нарушениями такой ясности не было, хотя теоретические предпосылки наличия их влияния на атмосферное давление и атмосферного давления на напряженно-деформированное состояние земной коры были [4–8].

В 2002–2008 гг. проведены исследования флуктуаций атмосферного давления по региональным профилям: Архангельск-Москва-Архангельск (ж.д. Архангельск-Москва); Архангельск-Череповец-Рыбинск-Москва-Рыбинск-Череповец-Архангельск и Архангельск-Москва-Архангельск (автомобильная трасса М8); Архангельск-Красноборск; Архангельск-Котлас-Сыктывкар (ж.д. Архангельск-Котлас и Санкт-Петербург-Воркута); Архангельск-с. Климовское-Архангельск, Архангельск-Оленегорск. Масштаб исследований – 1:200 000 с детализацией в районах тектонических узлов в масштабах 1:100 000 – 1:50 000. Замеры проводились в автомобильном и железнодорожном вариантах. Для измерения атмосферного давления использовалась метеостанция WRM 918H (HUGER GmbH, Germany). Для уменьшения интервала замеров

¹ Институт экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН, Архангельск, dgsdl@yandex.ru

атмосферного давления применялся модернизированный авторами баротермогигрометр (model No BTHR918N из комплекта метеостанции). На отдельных маршрутах использовалась станция Digital Remote Pro Weatherstation (ART 02935, Termometerbriken Viking AB, Sweden) с меньшим шагом дискретности замеров (10 с). Привязка точек измерений осуществлялась спутниковым навигатором GPS Garmin III Plus (Garmin Corporation Ltd, USA), снабженным универсальной автомобильной антенной PHOENIX (model No. DIA-1575). Замеры производились в режиме 3D в системе координат WGS 84 (World Geodetic System, 1984). На ряде профилей замеры дублировались полевым газоанализатором ECOPROB-5 (RS Dynamics, Чешская Республика).

В результате исследований по региональным профилям была выделена отчетливая граница в строении графиков атмосферного давления по профилю Архангельск–Оленегорск (рис. 1), совпадающая с границей активного на современном этапе Кандалакшского грабена [2] в районе Кандалакшско-Двинской депрессии на западе и Архангельской отрицательной морфоструктуры на востоке. Она выделяется большей изрезанностью графиков. Измерения атмосферного давления проводились в режиме движения железнодорожного транспорта по маршруту длиной 1014 пог. км, интервал замеров 3 пог. км, станцией Digital Remote Pro Wea-therstation Арт.02935 в автоматическом режиме регистрации (датчик 1, см. рис. 1) и баротермогигрометром из комплекта метеостанции WMR 918 H в ручном режиме регистрации замера (датчик 2, см. рис. 1) по прямому и обратному ходу. Высотные отметки и координатная привязка точек наблюдения выполнялись GPS GARMIN III Plus в режиме 3D Navigation. Была выполнена линейная фильтрация ряда наблюденных измерений трехлинейным фильтром; графики построены в масштабе: по горизонтальной оси деление = 50 пог. км, по вертикальной оси 1 деление = 5 мбар, нулевой уровень = 1000 мбар. Таким образом, можно говорить о наличии современной активной геодинамической границы, отражающейся не только в геолого-геофизических материалах, но и в структуре атмосферного давления. Активность этой структуры на современном этапе подтверждается также и анализом пространственного распределения очагов землетрясений (зона миграции).

Следует отметить, что на графике находит свое отражение и рифейский Кандалакшский грабен (его северо-восточный борт), правда, выраженный менее отчетливо, что, скорее всего, отражает его более древний возраст. Сходные результаты были получены и на северной границе современной структуры Кандалакшского грабена по профилю г. Архангельск – п. Светлый (перепад давления – 25 мбар). Граница атмосферно-



Рис. 1. Схема сопоставления материалов.

(1) – карта ж/д маршрута Архангельск – Оленегорск; (2) – вариант интерпретации эволюции Беломорского региона на неотектоническом этапе, модель «расклинивания»: области современных поднятий – 1, прогибов – 2, Архангельский выступ фундамента (Ap) – 3; буквы на схеме: положительные морфоструктуры: Кл – Кулойская, Он – Онежская; отрицательные морфоструктуры: Кн – Кандалакшская, Ог – Онежской губы; трансформные зоны: Юк – Южно-Кадалакшский опущенный блок [2]; (3) – графики измерения атмосферного давления по ж/д маршруту Архангельск – Оленегорск, 1 014 пог.км, измерения через 3 пог.км, станцией DRW PRO Арт.02935 в автоматическом режиме и датчиком станции WMR 918H в ручном режиме; координатная и высотная привязка GPS – станцией Garmin III Plus в режиме 3D навигации; линейная фильтрация ряда наблюденных измерений – трехлинейным фильтром; по оси категорий 1 деление = 50 пог. км, по оси значений 1 деление = 5 мбар, н.у. = 1000 мбар



Рис. 2. Графики атмосферного давления и высотных отметок вдоль федеральной дороги М8 Архангельск–Москва

го минимума на профиле Архангельск – пос. Светлый совпадает с межблоковой границей, простирающейся до поверхности Мохо [8].

Нами также было зафиксировано пространственное совпадение пояса пониженного давления с южной геодинамической границей Арктической окраинно-континентальной зоны, т.е. со сменой напряженно-деформированного состояния земной коры [3], и границей между Московской и Мезенской синеклизами, проходящей по Сухонской седловине, что говорит о тектоническом характере этой границы (рис. 2).

Замеры атмосферного давления проводились по профилю Москва – Архангельск по прямому и обратному ходу в автомобильном режиме, баротермогигрометром с определением высотных отметок и координатной привязки каждой точки (по 227 точек в каждом направлении через 5 км). Средняя маршрутная скорость движения составила 80 км/ч. Разброс взаимной привязки точек друг от друга составил 300 м. Полученные результаты позволили выделить данную границу по характеру изрезанности и уровню значений атмосферного давления. Учитывая, что в районе Вельск–Сокол было зафиксировано землетрясение, можно говорить о современной активности структуры. Визуальное сопоставление характера графиков этих двух границ позволяет говорить и об их различии, что, вероятно, обусловлено разной тектонической активностью фиксируемых структур. Сходные результаты были получены и на северной границе современной структуры Кандалакшского грабена. Пространственно граница между Московской и Мезенской синекли-

Пространственно граница между Московской и Мезенской синеклизами совпадает с южной границей пояса низкого давления, расположенного на границе полярной циркуляции атмосферного воздуха и камеры Феррела. В то же время, по данным метеоисследований в Северном полушарии, где значительные по территории участки суши поглощают массу солнечного тепла, этот пояс теряется, и на смену ему приходят мигрирующие области высокого и низкого давления. Неоднократные измерения, проведенные авторами, показали, что выделенные границы барического поля являются статичными и не претерпевают сезонных изменений.

Природа изменения барического поля над тектоническими нарушениями нуждается в дальнейшем исследовании, так же как и роль каждого из факторов, сопровождающих это природное явление. Это воздействие обусловлено целым набором далеко не равновесных факторов, проявленных с разной интенсивностью в зависимости от конкретных геологических условий, изменяющихся во времени и пространстве. В первом приближении – это глубинная дегазация по разломам в земной коре и возникновение наведенных теллурических токов, что подтверждается характером вариаций магнитного поля [3] и снижением содержания кислорода (результаты замеров с ECOPROB-5). Учитывая выявленные различия в структуре барического поля над современными геодинамически активными и более древними тектоническими структурами, можно предположить, что в случае с более древними тектоническими структуррами, возможно, доминирует глубинная дегазация, а с современными – добавляется и воздействие теллурических токов, связанных с подвижками вдоль разломов и миграцией очагов землетрясений, т.е. – постоянной сменой напряженно-деформируемого состояния. Так, в результате многолетнего изучения зон глубинных разломов установлено, что некоторые из них являются генераторами потоков ионизированных частиц и низкочастотного электромагнитного излучения. Над разломами фиксируются проникающие высоко в атмосферу потоки ионизированных частиц, электромагнитные низкочастотные излучения, газовые эманации и инфраволны [9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-05-99816_р_север_а и Социально-экономической программы Архангельской области «Развитие науки, высшего и среднего профессионального образования в Архангельской области на 2006–2008 гг.», проект № 1–6.

Литература

1. Гофаров М.Ю., Болотов И.Н., Кутинов Ю.Г. Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 167 с.

2. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. С. 340–344. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).

3. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы / Ред. Ф.Н. Юдахин. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 68–113.

4. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Геоэкологические аспекты изучения платформенных тектонических структур // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. С. 543–547.

5. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП "Правда Севера"», 2004. 283 с.

6. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Особенности структуры барического поля в узлах тектонических нарушений // Геофизика XXI столетия: 2006: Сб. тр. Восьмых геофизич. чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. С. 125–132.

7. Чистова 3.Б. Выявление геофизических признаков рудного поля, куста и трубки взрыва с целью совершенствования методики поисков коренных источников алмазов на Европейском Севере // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 161–171.

8. *Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.* Использование метеопараметров для изучения тектонических узлов // Геофизика XXI столетия: 2005: Сб. тр. Седьмых геофизич. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2006. С. 430–435.

9. Экология человека в изменяющемся мире. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 570 с.

Геоморфология и четвертичные отложения района озера Линне (Западный Шпицберген)

История формирования четвертичного осадочного чехла Западно-Арктического региона, претерпевшего неоднократные глобальные изменения климата, до последнего времени остается предметом оживленных дискуссий. Не является исключением и архипелаг Шпицберген, где ведущими факторами недавнего осадконакопления выступают позднеплейстоценовое оледенение и последующая дегляциация территории. В этой связи в течение ряда лет специалистами ПМГРЭ проводится изучение четвертичных образований в корреляции с геоморфологическим строением тех или иных участков архипелага.

В настоящее время весьма актуальным представляется выяснение хронологической последовательности поздне-послеледниковых событий в сопредельных с Западным Шпицбергеном районах, в частности на Северо-Восточной Земле, также омываемой северной ветвью Шпицбергенского течения, ответственного за основные параметры палеоклимата. Анализ полученных данных позволит по-новому осветить динамику эволюции территории в позднеплейстоцен-голоценовое время и уточнить ряд современных положений об оледенении Западно-Арктического сектора.

Территория Северо-Восточной Земли в настоящее время покрыта ледниками на 70 %, а в период последнего ледникового максимума была перекрыта ими полностью. И представляется весьма перспективным провести реконструкцию и сопоставление палеогеографических и палеоклиматических обстановок, а также новейших тектонических движений по отдельным реперным районам Северо-Восточной Земли и Западного Шпицбергена на период плейстоцена и голоцена.

Исходя из этого, в полевой сезон 2008 г., было проведено изучение геоморфологического строения и четвертичных отложений района оз. Линне, расположенного в западной части Земли Норденшельда на о-ве Западный Шпицберген. С запада район омывается водами Гренландского моря, с севера – водами Ис-фиорда, с востока площадь ограничена долготой 13°55', с юга широтой 78°02'. Выбор этого района в качестве реперного участка для будущих корреляций с участками на Северо-Восточной Земле обусловлен двумя факторами. Первым является нали-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

чие на сравнительно небольшой площади ряда хорошо изученных геоморфологических объектов (в первую очередь, морских террас и ледниковых форм), важных с позиций рассмотрения истории развития рельефа, палеогеографии и неотектоники. Другой фактор – известные в районе оз. Линне опорные разрезы четвертичных отложений, неоднократно датированные различными методами, включая изотопные [1–3]. Детальное изучение этих разрезов, как и основных морфоструктурных форм, позволит выявить аналогичные образования на Северо-Восточной Земле, уточнить их возраст, генезис, параметры сходства и отличия, обусловленные местными факторами палеоклимата и неотектоники.

В реперном районе оз. Линне были исследованы отложения морского, прибрежно-морского, ледниково-морского, ледникового и континентального генезиса (рисунок). Все генетические типы четвертичных отложений, а также континентальные образования, зафиксированы на карте четвертичных отложений масштаба 1:50 000. Ниже приводятся краткие предварительные результаты.

1. В составленных разрезах (как ранее изученных, так и составленных впервые) отобрана серия проб на микрофаунистический, радиоуглеродный и шлиховой анализы. Для создания эталонной коллекции отобраны свыше 13 видов раковин моллюсков.

2. Прослежены морские, флювиально-морские и ледниково-морские террасы в возрастном диапазоне от верхнего неоплейстоцена до голоцена включительно.

3. Изучены строение, фаунистический и литологический составы отложений морских террас уровней от 2 до 87 м.

4. Установлено, что четвертичные осадки образуют сплошной чехол на приморских равнинах и на вершинах платообразных массивов. На приморских равнинах мощность четвертичных осадков варьирует от 0,3 до 18 м.

6. Базируясь на геоморфологических и археологических данных, сделано предположение, что в позднем голоцене уровень моря в районе оз. Линне был ниже современного.

Литература

1. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.

2. *Троицкий Л.С., Зингер Е.М., Корякин В.С. и др.* Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.

3. *Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D. et al.* Fluctuations of the Svalbard – Barents sea ice sheet during the last 150 000 years // Quat. Sci. Rev. 1998. V. 17. P. 11–42.

	Литология			Описание породы	Пробы				Генезие,
Н,м "			Néllavici		МКΦ	Шлихи	Фауна	Экология	возраст
	¢	;	8	Переслаивание галечников и гравийников бурого цвета с включениями об- ломков раковин Mya truncata	60-25	61-08 60-08		П-11 П-10	mHı
21 -			7	Тилл. Алевриты коричнево-красного цвета (35%), глины вишнево-красного цвета(10%), валуны(20%), галька, гравий (45%)	60-24 60-23 60-22 60-21	59-08		П-9	gmIII.
20			6	Алевриты темно-серого и зеленовато-серо- го цвета	60.00				
		÷	5	Гравийник (45%) темно-серого цвета	60-20			II-8 II-7	
19 -		;		Переслаивание желтовато-серых и светло- серых тонкозернистых песков с линзами ры- жевато-коричневых среднезернистых пес- ков. Пески вмещают многочисленные ра- ковины Macoma calcarea, Serripes	60-18	60доп	Φ-60-2		mIII20
18		•	4	groenlandicus, Mya truncata, Hiatella arctica, Natica clausa, Astarte borealis, Citrodaria kurriana (?), Buccinum undatum.	60-17	с. 			
1									
17			3	Алевриты комковатые зеленовато-серые и темно-серые с обломками раковин	60-16	58-08			
1		÷		темпочерые с обложкаят раковин	60-13				
16		• •		Пески тонкозернистые, хорошо сортиро- ванные, желтовато-коричневого цвета, оже- лезненные в переслаиваивании со светло- серыми тонкозернистыми песками и темно- серыми деперитистыми глинистыми песка-	60-13 60-12				
14				ми. Пески вмещают многочисленные об-					
				calcarea (доминият), Serripes grenlandicus, Natica clausa (од.)	60-11				
14		•			60-10				
13		:			60-9	57-08		П-6	
12		•	2		60-8				
	······································	٠	2						
п.		•			60-7				
10 -	22	•						П-5	
9 -		•					Ф-60 -1		
		;			60-6				
8 .	·	•			60-5	55-08			
7.		٠	1	Углисто-чёрные, сажистые, тонкослоистые алевриты. В свежем срезе источают резкий запах сероводорода. Вмещают слойки тем- но-селых алевритов, редкую гальку и створ-	60-4 60-3			11-4	
	Contraction (Contraction) (Con	•	1	ки раковин Macoma calcarea	60-2				
	Tur Paul	•			60-1	54-08			
6.	-								

№СТ 1 2000 2 20000 3 20000 4 -T 5 . 6 . 7 8
1 - Тилл; 2 - Галька; 3 - Гравий; 4 - Пески; 5 - Алеариты; 6 - места отбора проб; 7 - Створки и целые экземпляры раковии; 8 - фрагменты раковии

Результаты исследования реперного района оз. Линне

Геотермический режим и тектоника литосферы Европейского сектора Арктики

В глубоководной зоне Северного Ледовитого океана значениями теплового потока (ТП) до 300 мВт/м² и более характеризуются рифтовые структуры срединно-океанических хребтов (СОХ) Мона, Книповича и Гаккеля. Высокие, более 70 мВт/м², ТП установлены почти на всей площади шельфа Баренцева моря при геотермических градиентах 25–40° С/км. В Южно-Баренцевоморской впадине, где развита земная кора океанического типа, значения потока достигают 100 мВт/м² [1, 2]. На континенте преобладают ТП 30–40 мВт/м², изменяясь в диапазоне

На континенте преобладают ТП 30–40 мВт/м², изменяясь в диапазоне от 20 до 70 мВт/м² при геотермических градиентах 10–20°С/км, что обычно для кристаллических щитов и древних платформ. Именно такими значениями ТП характеризуются Балтийский щит и Мезенская синеклиза. Повышенными ТП до 70 мВт/м² и градиентами 25–30°С/км выделяется Печорская синеклиза. В складчатых зонах байкалид Тимано-Канинской гряды и каледонидах Норвегии значения ТП – в диапазоне 40–50 мВт/м², а в области субмеридиональных разломов Скандинавской чешуйчато-надвиговой зоны они превышают 60 мВт/м². В юго-восточной части Балтийского щита выделены зоны аномально низких ТП 20 мВт/м² и менее, природа которых неясна. Введение поправки на влияние предшествующего оледенения в значения ТП, измеренные в неглубоких скважинах в Зимнебережном алмазоносном районе, повышает их до почти 40 мВт/м².

В соответствии с плотностью ТП очень дифференцирована мощность «геотермической» литосферы [2]. В рифтовых зонах COX она сокращена до 30 км при земной коре до 10 км и ТП более 100 мВт/м², что характерно для зон современных спрединга, вулканизма, сейсмичности и новообразования литосферы (рисунок). В котловине Нансена толщина литосферы возрастает до 60 км при ТП до 80 мВт/м², а в северной части шельфа Баренцева моря и до 80 км. Мощность земной коры растет с севера на юг до 35 км при толщине кристаллической ее части до 25 км и осадочного слоя до 10 км. Температуры на поверхности М достигают 850°С.

В Южно-Баренцевоморской впадине литосфера сокращена до 65 км, а местами и до 35 км (см. рисунок). Астеносферный фронт подходит здесь к подошве земной коры. Температуры на поверхности М достига-

¹ Поморский государственный университет (ПГУ); Институт экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН, Архангельск, Россия



Рис. 1. Схема современной динамики литосферы Европейского сектора Арктики

1 – зоны океанического спрединга; 2 – границы областей аномально малой мощности океанической литосферы: А₁ – Мона, А₂ – Книповича, А₃ – Гаккеля; 3 – контуры Баренцевоморской переходной зоны; 4 – границы территорий на шельфе и предшельфового прогиба с литосферой: средней мощности Б₁ – Свальбардское поднятие, пониженной мощности Б₂ – Норвежско-Южно-Баренцевоморский прогиб, Б₃ – Северо-Баренцевоморский прогиб, повышенной мощности А₄ – Южно-Ермакский прогиб; 5 – границы блоков континентальной литосферы: В₁ – Западно-Скандинавского, В_{2Б} – Балтийского, В_{2М} – Мезенского, В₃ – Тиманского, В₄ – Печорского, В₅ – Уральского; 6 – изолинии мощности литосферы в км; 7-8 – направления движения блоков литосферы: 7 – растяжение в зонах пониженной ее мощности, 8 – сжатие в зонах повышенной мощности; 9 – направления движения

ют 1200°С, что обеспечивает начало плавления «сухих» и частично обводненных пород низов земной коры и верхов верхней мантии. Толщина земной коры доходит до 35 км за счет разрастания осадочного слоя до 20 км при отсутствии гранитного. Это позволяет сделать вывод о наличии в литосфере мощного тепломассопотока из аномальной верхней мантии, астенолитов или мантийных диапиров, зон частичного плавления пород низов коры и верхов мантии, о доминирующих вертикальных перемещениях, сопровождаемых активным растяжением блоков литосферы. В конечном счете, очевидно, идет продолжение в наше время процесса рифтогенеза, развивавшегося в мезозое. Аналогичная ситуация отмечена и значительно западнее в Хаммерфестском и других прогибах норвежской части Баренцева шельфа, а также в Северо-Баренцевоморском прогибе.

Балтийский щит и северные прогибы Восточно-Европейской платформы отличаются мощной более 200 км и холодной литосферой (см. рисунок), полным составом земной коры толщиной около 40 км и сравнительно тонким, вплоть до выклинивания, осадочным слоем. Температуры на поверхности М щита в пределах 350°С.

В Мезенской синеклизе значения ТП возрастают с запада на восток от юго-восточного склона щита к Тиманскому кряжу. Направление изолиний ТП северо-запад-юго-восточное, соответствующее общему простиранию структур синеклизы. Западнее Архангельска величины ТП не превышают 30 мВт/м², возрастая в Сафоновском прогибе до 50 мВт/м² и более. Здесь по данным скв. 21 Средненяфтинской, пробуренной до глубины 4203 м, средние значения ТП равны 55,8 мВт/м², а поинтервальные в отложениях дорогорской свиты верхнего рифея на глубине около 2800 м достигают 87,3 мВт/м². Геотермические градиенты по стволу скважины низкие в диапазоне от 8 до 21,6° с/км, а температуры на забое едва достигают 72°С [3].

По материалам компании GEOTRACK (устное сообщение), выполнившей реконструкцию термальной истории по скв. 21 СН на основе использования данных AFTA и отражательной способности витринита, выявлено 4 палеотермальных события в интервалах времени: 410–290, 170–120, 75–40, 20–0 млн лет тому назад. Интервал времени для первого события, с учетом наличия в разрезе скважины отложений карбона, уточнен до 490–362 млн лет, т.е. практически это девон. Максимально правдоподобные значения палеогеотермального градиента определены, соответственно: 52,5, 17,0, 19,5, 15,5°C/км. Очевидно, в девоне тепловой поток превышал 150 мВт/м², а температуры в рифейских отложениях доходили до 220°C. С этим эпизодом нагрева связано проявление вулканизма в западной части Беломорско-Кулойского плато, приведшее к об-

разованию месторождений алмазов Зимнего берега. Поскольку расстояние между скв. 21 СН и месторождениями достигает 170 км, следует, что аномально высокий прогрев недр в девоне охватил всю северную часть Мезенской синеклизы.

В Зимнебережном алмазоносном районе, на границе щита и синеклизы, мощность земной коры близка к 40 км. Скорость продольных волн в верхней мантии составляет 7,8-8,0 км/с [4], что свидетельствует о наличии здесь выступа астеносферы, хотя значения ТП не превышают 40 мВт/м². Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ) показывают [5], что под выступами фундамента в верхней мантии и низах коры имеются блоки пород с низкими значениями кажущегося сопротивления около 100 Ом м, а в соседних грабенах – до 10 Ом м, Причем блоки прослеживаются до глубин 300 км. По данным [6], электрические сопротивления пород мантии в диапазоне 100-200 Ом м свидетельствуют о приближении их состояния к солидусу, а 10 Ом м соответствуют их частичному плавлению с долей расплава до 15 %. Этой степени плавления пород мантии соответствует небольшая высота, чуть более 200 м, Беломорско-Кулойского плато – неотектонического поднятия, обусловленного разуплотнением мантии [7], в пределах которого открыты месторождения алмазов, приуроченные к трубкам взрыва верхнедевонского возраста. Для земной коры в 40 км и аномальной мантии с температурами солидуса 1000-1200°С рост температуры в первые несколько миллионов лет происходит главным образом в нижней части коры, а в верхней она остается прежней [7]. Приведенные данные и структура рельефа Беломорско-Кулойского плато свидетельствуют о возобновлении рифтового процесса в наше время.

Снижение напряженности теплового поля от СОХ до Баренцева моря и далее к континенту, очевидно, отражает ход новейшего процесса активизации литосферы и вовлечение в него все более удаленных от СОХ территорий. При этом на севере Мезенской синеклизы фиксируются самые начальные в геологическом масштабе времени проявления этого процесса.

Литература

1. *Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 115 с.

2. Швариман Ю.Г. Тепловой поток в литосфере и нефтегазоносность Европейского сектора Арктики // Сырьевая база России в XXI в. М.: ВНИИОЭНГ, 2002. С. 466–483.

3. Шварцман Ю.Г., Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А. и др. Новые сведения о тепловом состоянии Мезенской синеклизы по данным 21-й Средненяфтинской скважины // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 5. С. 33–37.

4. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К. Гиллен. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

5. Широбоков В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района // Разведка и охрана недр. 1997. № 5. С. 21–25.

6. *Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др.* Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1987. 184 с.

7. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

О.Г. Шеремет¹

Разделение потенциальных полей методом гравимагнитного моделирования для решения глубинных структурнотектонических задач Хатангской рифтогенной зоны

Разделение потенциальных полей принадлежит к числу фундаментальных проблем решения обратной задачи разведочной геофизики [1, 2]. Однако эффективные алгоритмы его решения, особенно для совместно анализируемых различных по своей природе полей, не разработаны. Для устранения этого недостатка предлагается гравимагнитный метод совместного анализа полей Δg и ΔT_a , реализующий аналитическое и численное моделирование с помощью двух определений трансформанты указанных исходных полей [3]. Первое из них вытекает из рассмотрения уравнения

$$U + C = V_{x}k_{x} + V_{y}k_{y} + V_{z}k_{z}, \qquad (1)$$

где U – магнитный потенциал, C – константа, V_x , V_y , V_z – первые производные гравитационного потенциала, k_x , k_y , k_z – проекции вектора k на указанные оси. Записав систему уравнений (1) в n ($n \ge 4$) смежных точках области и решив её, найдём k_x , k_y , и k_z , связывающие магнитный потенциал и первые производные гравитационного потенциала на всей области задания исходных полей аномалий силы тяжести ($\Delta g = V_z$) и модуля приращения полного вектора напряжённости магнитного поля Земли по направлению единичного вектора $\gamma(\Delta T_a = -U\gamma)$. При этом найденные значения k назовём трансформантой, его модуля – D-функцией, а углов – α -функцией, которая зависит от i и j:

$$D = \mathbf{k} = (k^{2}_{x} + k^{2}_{y} + k^{2}_{z})^{\frac{1}{2}}, \qquad (2)$$

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

$$i = \operatorname{arctg}(k_{y}/k_{x}), j = \operatorname{arctg}(k_{z}/(k^{2} + k^{y})^{\frac{1}{2}}).$$
(3)

Другое определение трансформанты получим после дифференцирования уравнения (1) по *x*, *y*, *z*

$$V_{xx}k_x + V_{xy}k_y + V_{xz}k_z = U_x ,$$

$$V_{xy}k_x + V_{yy}k_y + V_{yz}k_z = U_y ,$$

$$V_{xz}k_x + V_{yz}k_y + V_{zz}k_z = U_z ,$$
(5)

где U_x , U_y , U_z – первые производные магнитного потенциала, V_{xx} , V_{xy} , V_{xz} , V_{yy} , V_{yz} , V_{zz} – вторые производные гравитационного потенциала. Известно, что составляющие магнитного поля представляют собой компоненты вектора T, являющегося градиентом магнитного потенциала U: $T = \nabla U = iU_x + jU_y + kU_z$, который можно записать в виде тензора первого ранга T_i (i = 1, 2, 3). Система уравнений (5), где вторые производные гравитационного потенциала составляют симметричный тензор второго ранга G_{ii} , может быть представлена в виде

$$G_{ij}k_i = T_j , \qquad (6)$$

где суммирование производится по повторяющемуся индексу *i*, а величины k_i (*i* = 1, 2, 3), входящие в уравнение (6), будут составлять тензор первого ранга. Модуль этого тензора также называется *D*-функцией: D^2 = $k^x + k^y + k^z = k^1 + k^2 + k^3$. Из его свойств следует, что величина *D*

является инвариантом тензора k_i и не зависит от выбранной системы координат. В случае пуассоновской модели *D*-функция равна $J/f\sigma$, где J – намагниченность пород, f – гравитационная постоянная. Действительно, для однородного источника будет выполняться уравнение (1), и в этом случае k_x , k_y , k_z не зависят от начала координат. После дифференцирования уравнения (1) получим систему уравнений (5) с теми же k_x , k_y , k_z и тогда

$$D = (k^{2} + k^{2} + k^{3})^{\frac{1}{2}} = (k^{2} + k^{2} + k^{2})^{\frac{1}{2}} = (k^{2} + k^{2} + k^{2})^{\frac{1}{2}} = J/f\sigma (\cos^{2}\alpha_{x} + \cos^{2}\alpha_{y} + \cos^{2}\alpha_{z})^{\frac{1}{2}} = J/f\sigma,$$
(7)

где α_x , α_y , α_z – углы между вектором **k** и соответствующими осями координат.

В двумерном случае *D*-функция вычисляется следующим образом

$$D(x,z) = |\mathbf{k}(\zeta)| = |T(\zeta)/G'(\zeta)| = ((|Z|^2 + |H^2|)/(V_{xz}^2 + V_{zz}^2))^{\frac{1}{2}},$$
(8)
= x + i_z; k = ik_z – комплексные функции, G = V_z + iV_x – комплексное

где $\zeta = x + i_z$; $k = ik_z$ – комплексные функции, $G = V_z + iV_x$ – комплексное гравитационное поле, G' – производная этого поля, T = Z + iH – комплексное магнитное поле.

Из этих определений непосредственно следует и предназначение трансформанты для районирования совместных гравимагнитных полей.

Если поле создается источниками с постоянным отношением намагниченности J к плотности пород σ , то уравнения (1), (6) и (8) с точностью до постоянной величины являются известными соотношениями Пуассона. При этом трансформанта (уравнения (2), (7) и (8)) будет постоянной величиной, равной $J/f\sigma$ по модулю, а по направлению (уравнение (3)) – совпадающей с вектором собственной намагниченности пород. Такие источники или модели мы будем называть «пуассоновскими» или «однородными». Те области исходных полей, где трансформанта будет менять свои значения от точки к точке вычислений, будем называть «неоднородными». Естественно, что в земной коре неоднородных объектов значительно больше, чем однородных.

В данной работе для вторых из них рассматривались распознающие свойства только модуля трансформанты, или D-функции. Показано, что особенностью последней является то, что она на уровнях верхнего полупространства в силу своей непотенциальности, следующей из уравнений (2), (7), (8), в отличие от исходных полей, достигает в некоторых точках и областях экстремальных величин. На аналитическом уровне свойства D-функции рассмотрены как для двумерных моделей – в виде цилиндра и полуплоскости, двух полуплоскостей, – так и для трехмерных – точечных (шарообразных) масс. Также проведены численные расчеты на профильных и пространственных призмообразных моделях, а также на моделях реальных геологических сред.

Применение указанного метода для тектонического районирования состоит в том, что в пределах области задания исходных полей Δg и ΔT_a на уровне приведения в коре выделяются однородные зоны (структуры), где *D*-функция близка к постоянной величине, и неоднородные зоны, в которых она изменяет свои значения от точки к точке расчётов. Для моделей неоднородных структур на уровнях верхнего полупространства *D*-функция, в силу своей непотенциальности, в отличие от исходных полей, достигает в некоторых точках (на поверхностях) экстремальных величин. Для двухмерных моделей точки экстремумов совпадают с особыми точками бесконечности (максимумами) и нулевыми (минимумами) при определенном распределении аномально плотностных и магнитных масс в пространстве. Благодаря этому можно практически однозначно определять эпицентры структур чехла и наклон (падение) глубинных разломов и разломных зон. Например, в профильном варианте первые характеризуются минимумом аномалий *D*-функции, центр которых находится ниже плоскости приведения, а вторые – замкнутыми изолиниями ее максимумов на уровнях верхней полуплоскости. При этом направления внешних изолиний таких аномалий, повернутые на 180° относительно оси абцисс, указывают на падение разломов и разломных

зон. Указанные особенности *D*-функции позволяют выделить глубинные разломы и контролируемые ими структуры.

Для изучения Хатангской рифтогенной зоны сделан дополнительный анализ гравимагнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО «Геофизика», секущего Енисейский кряж. В результате на основе аналитического и численного моделирования получено взаимно-однозначное соответствие концентрических экстремумов *D*-функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что выявленные неоднородные структуры в Енисейском кряже и Хатангской рифтогенной зоне подобны между собой. Анализ полей трансформанты в пределах профиля, проходящего через зону, позволил найти мантийные разломы, контролирующие структуры коры, а также определить в пределах ее центральной части контуры магматогенных антиклинальных структур пермо-триасового (?) возраста над мантийным разломом глубже ~35 км, не выявленных ранее. Такие структуры являются обращенными структурами коры, что не отмечалось предыдущими исследователями. Выявлены глубинные разломы, отделяющие Хатангскую зону от сопредельных Таймырской зоны дислокаций и Тунгусской впадины.

Литература

1. Гравиразведка: Справочная геофизика. М.: Недра, 1981. 396 с.

2. Страхов В.Н. Алгоритмы редуцирования и трансформаций аномалий силы тяжести, заданных на физической поверхности Земли // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. Киев: Наук. думка, 1992. С. 4–81.

3. Шеремет О.Г. Разработка метода гравимагнитного моделирования для решения задач тектоники и нефтегазоносности // Десятая международная научно-практическая конференция Геомодель-2008. Геленджик: ГНЦ Южморгеология, 2008. С. 185–189.

Э.В. Шипилов¹, Ю.В. Карякин²

Основные этапы геодинамической эволюции Арктического океана в мезозое и кайнозое

Приводятся результаты изучения основных этапов тектоногеодинаической эволюции Арктического океана на основе изучения геологиче-

¹ Мурманский морской и биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ского строения и базальтоидного магматизма его континентальных окраин в сопоставлении с хронологической последовательностью формирования спрединговых бассейнов. Обосновано выделение трех тектономагматических этапов, обусловленных плюмовыми событиями в поздней перми – триасе (Сибирский плюм), в юрско-меловое время (Баренцевско-Амеразийский плюм) и в кайнозое (Протоисландский плюм). В целом же преобразования континентальных окраин Арктики проходили под влиянием главных событий определявших, с одной стороны, эволюционное становление Северной Евразии, а с другой – переход к процессам деструкции литосферы Пангеи-II и развития молодого океанообразования. **Позднепермско-триасовый этап.** В рассматриваемый отрезок вре-

Позднепермско-триасовый этап. В рассматриваемый отрезок времени завершаются основные процессы аккреции литосферы региона и практически мгновенно (в геологическом масштабе времени) происходит скачок к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи, предваряющий дальнейшее стадийное нарастание ее деструкции вплоть до образования океанических бассейнов в позднем мезозое и кайнозое. В целом же для арктической окраины Евразии этот этап знаменует повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и смену стабилизированного режима развития подвижным.

Имеющиеся данные показывают, что к северу от Баренцево-Карской окраины существовал протяженный Протоарктический океанический бассейн. Он располагался между окраинами Сибири и Северной Америки, в состав которой в это время входили блоки Новосибирско-Чукотского региона и Арктической Аляски. Апикальной частью этого океанического бассейна на континентальной окраине являлся Восточно-Баренцевский мегабассейн [3]. В этом бассейне, окруженном шельфовой карбонатной платформой с рифовыми постройками, стартовые (подготовленные) глубины для позднепермско-раннетриасового осадконакопления, судя по закартированным сейсморазведкой проградационным склоновым клиноформным комплексам, налегающим на размытую поверхность позднепалеозойских карбонатов, варьировали от 1,0–1,5 до, возможно, 3,0–3,5 км. По стратиграфическому уровню и тектонической позиции указанные клиноформные тела сопоставимы с комплексами бокового наращивания Верхоянской пассивной окраины Сибирского кратона. В южной части эскарпа Нортвинд, оконтуривающего хребет с востока, на границе с Канадской котловиной по результатам донно-каменного опробования, среди триасовых отложений выявлены дистальные турбидиты внешнего шельфа и бассейновые образования. В депоцентре Восточно-Баренцевского мегабассейна образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений, достигая 7–8 км, а вместе с верхнепермскими – около11–12 км. Тыловая часть Баренцево-Карской окраины была охвачена проявлениями базальтоидного магматизма. На восточной бортовой зоне Восточно-Баренцевского мегабассейна установлены прослои и горизонты и вулканогенного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами среднего-основного состава. В обнажениях пород запада Новой Земли и в разрезе морской скважины Адмиралтейская они залегают в терригенных отложениях верхней перминижнего триаса. Аналогичные слои пирокластов в индских образованиях развиты на востоке Таймыра и прилегающем шельфе моря Лаптевых. Синхронный трапповый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротаихинской впадины, а также в районах Таймыра, Енисей-Хатангского прогиба. На о-ве Диксон главная масса траппов представлена долеритами и габбро-долеритами в виде силлов и базальтовых покровов раннего триаса. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной.

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь – ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектономагматической активизации проявлялись и далее в триасе.

Таким образом, становится очевидным, что в поздней перми – триасе Баренцево-Карская окраина на севере развивалась под влиянием Протоарктического океана. А вот ее южная, тыловая, область эволюционировала в едином тектоногеодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинентального рифтинга и сопутствующий базальтоидный магматизм, указывающие на то, что рассматриваемый регион располагался в поле влияния Сибирского суперплюма, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы, проникавшие в земную кору на разном расстоянии от его гипоцентра. За этим последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) гене-

За этим последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике. Но в конце триаса – начале юры этому предшествовали геодинамические события [1], являющиеся, по существу, последней и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

Юрско-меловой этап. Юрско-меловое время определяет формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Канадского. Разломная зона, по которой произошел откол композиции блоков Новосибирско-Чукотского и Арктической Аляски от Северной Америки и в дальнейшем трансформированной в осевой спрединговый центр, располагалась субпараллельно условному осевому центру Протоарктического океана. Раскрытие Канадского бассейна носило полицикличный



⇐ Рис. 1. Реконструкция ареала распространения юрско-мелового базальтоидного магматизма (контур, очерченный точечным пунктиром) в преддверии раскрытия Канадского океанического бассейна (около 140 млн лет). Ареал охватывает объединенные до раскола регионы Баренцевоморской окраины, Свердрупский бассейн Канадского Арктического архипелага и северный сегмент (как представляется) Новосибирско-Чукотской окраины Цифры в кружках: 1 – зона разломов, по которой произошли раскол континентальной литосферы и последующее раскрытие Канадского бассейна; 2 – Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок (в последующем – микроплита). Сплошная черная линия – Свердрупско-Новосибирская трансформная зона

характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма на континентальных окраинах. В этой связи, основываясь на полевых наблюдениях (2006–2008 гг.) и лабораторных определениях возраста и состава магматических комплексов архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Шпицберген [2, 6] и опубликованных данных по юрско-меловому магматизму Арктики [4], в эволюции становления бассейна можно выделить несколько фаз.

Первая фаза обусловлена началом действия нового плюма, повлекшим первоначальный раскол литосферы, внедрение и излияние первых порций базальтоидного магматизма и процессы континентального рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Канадского бассейна). По нашим определениям [2], наиболее древняя датировка возраста платобазальтов – 189,1+11,4 млн лет обнаруживается на о-ве Гукера (архипелаг ЗФИ). Видимо, именно это событие было причиной развития линейной зоны Северно-Чукотского бассейна с накоплением юрскомеловых отложений значительной мощности.

Реконструкции показывают, что зона раскола упиралась в Баренцевскую палеоокраину с еще входящими в ее состав блоками будущих хребтов Альфа и Ломоносова [4, 7, 9]. В этой связи следует заметить, что геофизические данные указывают на присутствие магматических тел в западной части хребта Ломоносова и на хребте Альфа.

Вторая фаза, в течение аалена-бата-титона, знаменуется последовавшим образованием расширенных полуграбенов и грабенов, субпараллельных первоначальному расколу и формировавшихся на окраинах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски, блоки которых еще находились в соприкосновении с Северной Америкой. Одновременно закладывалась зона будущей Свердрупско-Новосибирской трансформы. В течение этого отрезка времени образовался весьма обширный ареал базальтоидного магматизма (рис. 1), объединяющий области Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), о-ва Де-Лонга, архипелаги Шпицберген, Земля ФранцаИосифа и прилегающие к ним районы Баренцевоморской окраины. Своеобразным центром магматической активности в этом ареале являлся район ЗФИ. Большинство датировок абсолютного возраста базальтов (силлов и покровов) этой фазы магматизма (включая архипелаги Де-Лонга и Шпицберген, Баренцевскую окраину, Свердрупский бассейн) дают значения около 150 млн лет, на о-ве Земля Александры, арх. ЗФИ – 156,5+7,5 млн лет [2]. С этими событиями связывается не только проявление базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, но и морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса.

Третья фаза – различные геолого-геофизические данные позволяют говорить, что в раннемеловую эпоху (около 140 млн лет) стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана. Рифтинг перерастает в спрединг с аккрецией меловой океанической коры. Сопутствующий базальтоидный магматизм концентрируются на вновь образовавшихся континентальных окраинах, окружающих раскрывающийся Канадский бассейн. Новосибирско-Чу-котско-Аляскинский блок начал удаляться от Канадского Арктического архипелага, скользя вдоль Свердрупско-Новосибирской трансформы. В пределах Баренцевоморского региона переход к открытию Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела. Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздей-ствовал на Баренцево-Карскую окраину через отмеченную трансформу, вдоль которой сосредоточиваются проявления базальтоидного магма-тизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития Канадского океанического бассейна (рис. 2). Абсолютные датировки базальтов для этой фазы развития в пределах окраин Арктики дают значения в интер-вале 139–123 млн лет. Наши определения возраста базальтовой дайки на о-ве Хейса указывают на 125,2+5,5 млн лет [2]. Результаты выполненных нами исследований [8] свидетельствуют о том, что для базальтов оных нами исследовании [8] свидетельствуют о том, что для оазальтов о-ва Хейса генерация первичных расплавов происходила в более глубин-ных условиях (около 110 км и 1600°С), чем первичных расплавов ба-зальтов о-ва Земля Александры (глубины 75–100 км при температурах 1450–1550°С). Это свидетельствует о проникновении деструктивных расколов на данной фазе развития на более глубинные уровни, чем на этапе первоначального раскола литосферы в преддверии образования Канадского бассейна, что хорошо вписывается в рассматриваемые гео-динамические реконструкции (см. рис. 1, 2). Вместе с тем, происходит закрытие Протоарктического (Анюй-Ангаючамского) океана с образованием Южно-Анюйской офиолитовой сутуры.



Рис. 2. Районы проявления базальтоидного магматизма на окраинах Арктики (звездочки) после раскрытия Канадского бассейна (рубеж ~120 млн лет) 1 – Новосибирско-Чукотско-Аляскинская микроплита; 2 – другие области с континентальной корой и террейны; 3 – зоны субдукции и спрединговый центр Амеразийского бассейна; 4 – основные сутурные швы; 5 – трансформные зоны разломов с направлением сдвиговой компоненты. Цифры в кружках: 1 – Амеразийский бассейн, 2 – Новосибирско-Чукотско-Аляскинская микроплита, 3 – о-ва Врангеля, 4 – хребет Брукса, 5 – протохребет Ломоносова с блоками хребта Альфа(?), 6 – Баренцевоморская окраина, 7 – Гренландия, 8 – Северная Америка, 9 – Евразия, 10 – Южно-Анюйский или Протоарктический океан Анюй-Ангаючам, 11 – Колымско-Омолонский террейн, 12 – область аккреции террейнов, 13 – Пацифика, плита Фараллон

В это время на Баренцевской палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний, контролирующих, с одной стороны, проявления базальтоидного магматизма, а с другой – ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются в рельефе дна моря и аномальном магнитном поле. Созданная в рассматриваемый промежуток времени система палеоструктур растяжения на Баренцевской окраине, находящаяся на продолжении спредингового центра Канадского бассейна, во многом напоминает ситуацию с хребтом Гаккеля в области его взаимодействия с рифтовой системой Лаптевоморской окраины.

Активный базальтоидный магматизм, судя по определениям абсолютного возраста, продолжался на континентальных окраинах Арктики и в интервале от 110 до 100 млн лет, после чего спрединговый центр Канадского бассейна теряет способность генерировать океаническую кору и в диапазоне 95–80 млн лет окончательно прекращает свою деятельность. Заключительные всплески магматической активности зафиксированы на одном из эскарпов хребта Альфа, базальты которого датируются 82+1 млн лет по Ar/Ar. Однако, не исключено, что этот магматизм связан с зарождением бассейна Макарова.

Таким образом, рассматриваемый этап и его геодинамические преобразования связываются с всплыванием Баренцевско-Амеразийского суперплюма, а затем разделением его на ряд функционирующих апофиз. Следствием этого сценария развития является образование обширного ареала юрско-мелового магматизма или «большой магматической провинции» («LIP»). А после раскола литосферы и дезинтеграции рассматриваемой области на блоковые структуры, – проявления магматизма (благодаря апофизам суперплюма) в пределах образовавшихся окраин сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры Канадского бассейна.

Кайнозойский этап. Раскрытию кайнозойских спрединговых бассейнов Арктики и Северо-Восточной Атлантики также предшествовало событие плюмового магматизма, тренды крестообразного ареала которого (с размахом не менее 2000 км и сопоставимого по размерам с Баренцевско-Амеразийским) имели субширотные и субмеридиональные простирания, предопределив направления развития спрединга. Этот магматизм достигал северной оконечности Гренландии. Основная фаза его проявления по абсолютным датировкам оценивается в 61–64 млн лет. Центром Северо-Атлантической магматической провинции являлся Протоисландский мантийный плюм. Выделяется и ряд более молодых и коротко живущих эпизодов магматизма (например, провинция Вестбаккен, а также и позднекайнозойских – северная часть Шпицбергена, о-ва Де-Лонга), отмечаемых в различных районах континентальных окраин Арктики, непосредственно прилегающих к океаническим бассейнам.

Заключение. Следует отметить, что все рассмотренные этапы геодинамического становления Арктики и ее континентальных окраин в той или иной степени были обусловлены соответствующими разновозрастными плюмовыми событиями. На позднепермско-триасовом этапе это был Сибирский плюм, на юрско-меловом – Баренцевско-Амеразийский, на кайнозойском – Протоисландский. Все описанные выше проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике [4-7]. И если первый из этапов тектономагматической активности (относительно кратковременный) не привел к полному разрыву континентальной литосферы, то последующие два привели к молодому океанообразованию в Арктике. Выделенные этапы тектономагматической активизации нашли вполне очевидное отражение в тектоногеодинамических преобразованиях, палеофациальных условиях осадконакопления окраин и составе продуктов магматической деятельности. Особо показателен в этом отношении юрско-меловой отрезок времени, когда была сформирована обширная провинция юрско-мелового плюмового и платобазальтового магматизма. Характерно, что проявления магматизма в пределах окраин в позднем мезозое и кайнозое и в дальнейшем, уже после каждого очередного раскола континентальной литосферы и дезинтеграции ее на блоковые структуры и микроконтиненты, сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры.

Работа подготовлена в рамках выполнения тематики по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного полярного года 2007–2008 гг.)».

Литература

1. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. РАН. 1997. Т. 357. №4. С. 511–515.

2. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 389–393. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).

3. Шипилов Э.В. Пермско-триасовая интерференция тектоногеодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 3.

4. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

5. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 3. С. 375–379.

6. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 475–481. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

7. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.

8. Simonov V.A., Karyakin Yu.V., Kovyazin S.V., Shipilov E.V. Physico-chemical parameters of plateau basalt magmatism of the Archipelago Franz Joseph Land (data on melt inclusions) // Lithosphere Petrology and origin of diamond: Abstracts of International Symposium Dedicated to the 100th birthday of Academician V.S. Sobolev. Novosibirsk: Publishing House of SB Branch, 2008. P. 211.

9. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (Eds.). Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 360. 2002. P. 333–358.

Н.А. Шполянская¹

Подземные льды – свидетели плейстоценовой истории Российской Арктики

Трактовка геологических данных о плейстоценовой истории Арктики и Субарктики разными авторами весьма противоречива. Поэтому имеет смысл привлечь к анализу новые аргументы, например, залежные подземные льды, широко распространенные в отложениях равнин севера России. Эти льды, время «жизни» которых соизмеримо с геологическим временем, являются «прямыми свидетелями» палеогеографических условий региона.

Залежные льды генетически неоднородны, и мы предлагаем разделить их на пять генетических типов [8]: сингенетические – субмаринные; прибрежно-морские и полигонально-жильные, эпигенетические – инъекционные и погребенные первично-наземные льды. Преобладание в районе того или иного типа льдов говорит о характере развития района.

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

Субмаринные льды. На равнинах Западной Сибири, северо-востока Европейской России и Чукотки широко распространены пластовые льды, приуроченные к дислоцированным морским отложениям. Обычно они представлены ледогрунтовыми образованиями с тонким сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев нередко очень сложной конфигурации. Текстурные и микроструктурные особенности таких образований свидетельствуют о седиментационном типе осадконакопления и указывают на их формирование в достаточно глубоководных субмаринных условиях при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Наличие таких льдов указывает на морской режим в районе во время их формирования.

Возможность и механизм субаквального льдообразования в Арктических морях были предложены ранее [7]. При глубине моря примерно от 40-50 до 200 м температура придонной воды равна -1,6 - -1,8°С, и это создает условия для промерзания донных грунтов. Соленость воды, препятствующая промерзанию, по имеющимся данным, обычно закономер-но уменьшается от поверхности дна в глубь отложений. На некоторой глубине от поверхности дна соотношение температуры и солености оказывается таковым, что поровые воды промерзают. По мере накопления осадков интервал, где создаются условия для промерзания, перемещается вверх. И снизу вверх нарастает мерзлая льдистая толща. При замерзании поровой воды кристаллы льда разрастаются вдоль седиментационных слоев и складок, поэтому ледяные слои всегда сопряжены с грунтовыми слоями при любой их конфигурации. При кристаллизации соли выталкиваются к внешним границам кристаллов, и лед растет пресный. Если вмещающие породы глинистые, то выталкиваемые из льда соли ими адсорбируются. Песчаные отложения соли не адсорбируют, и они скапливаются в замкнутых линзах с очень высокой минерализацией, об-разуя криопэги. Фактический материал подтверждает этот механизм – в разрезе отложений с пластовым льдом Центрального Ямала видно, что в глинах криопэги отсутствуют, в песках – имеются в большом количестве. Химический состав этой же толщи тоже показывает, что глины засолены, соленость песков заметно снижена, лед пресный. Грануломинералогический анализ вмещающих отложений [9] говорит о сортировке, свойственной отложениям морского генезиса.

Пластовые льды прибрежно-морского генезиса встречаются в краевых частях древних морских бассейнов. Их текстура представлена более толстыми субгоризонтальными малодислоцированными слоями льда и грунта. Ледяные пласты в этом случае формируются в результате замерзания надмерзлотного водоносного горизонта, образующегося в основании сезонно-талого слоя в периоды нагонного затопления береговой зо-

321

ны. По мере накопления осадков сезонно-талый слой перемещается вверх, а вместе с ним и надмерзлотный водоносный горизонт. Так син-генетически снизу вверх нарастает ритмично слоистая ледяная толща. Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса, встречаются только в морских (ледово-морских) и прибрежно-морских отложениях в пределах низменных равнин, трактуемых А.И. Поповым, Г.И. Лазуковым, И.Д. Даниловым и некоторыми другими авторами как морские равнины. Наличие описываемых льдов подтверждает их взгляды. На Чукотке такие льды развиты в пределах участков, где А.А. Величко показывает казанцевскую трансгрессию.

Наиболее часто эти льды встречаются в казанцевских отложениях, а это значит, что они формировались заведомо в отсутствие оледенения, а потому не являются показателем существования в прошлом ледниково-го покрова. Формировались в морском бассейне глубиной не менее 50 м и подтверждают существование морского бассейна в эту эпоху. Эти и подтверждают существование морского бассейна в эту эпоху. Эти льды развиты и в зырянских отложениях, часто перекрытых каргински-ми, – на западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Бай-дарацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности, на Чукотке. Их присутствие указывает на сохранявшийся в эти эпохи в этих районах морской режим при меняющейся глубине моря. В среднеплейстоценовой толще морских и ледово-морских отложе-ний севера Западной Сибири и Чукотки пластовые льды не встречаются. Но имеет место синтератическая камоталия с такоталия в этих

Но имеет место сингенетическая криогенная текстура с равномерной ле-дяной решеткой [4], что указывает на субаквальный режим накопления дяной решеткой [4], что указывает на субаквальный режим накопления осадков и существование субмаринной криолитозоны в это время. Воз-можно, в морском бассейне существовали особые условия осадконакоп-ления. Но отсутствие залежных льдов указывает и на отсутствие в эту эпоху в этих районах покровного оледенения, остатки которого неиз-бежно были бы захоронены в столь мощной толще отложений.

Полигонально-жильные льды – это жилы льда, имеющие в разрезе клинообразную или столбообразную форму, а в плане образующие по-лигональную систему. Основные условия образования ледяных жил – возможность многократного морозобойного растрескивания поверхно-сти грунтов и образования полигональной системы трещин, и возможсти трунтов и ооразования полигональной системы трещин, и возмож-ность многократного проникновения воды в возникшие трещины с ее последующим замерзанием. Морозобойное растрескивание – результат реализации напряжений в грунтах, возникающих при больших зимних температурных градиентах в системе воздух–грунт. Оно возможно толь-ко в континентальных условиях при отсутствии ледникового покрова. Вода, многократно проникающая в трещины на периодически заливае-мых поверхностях, формирует ледяные жилы, которые растут сингенетически (т.е. вместе с накапливаемым осадком, снизу вверх) в условиях озерно-аллювиального или лайдово-морского осадконакопления. Присутствие таких льдов в отложениях свидетельствует об отсутствии ледникового покрова во время их формирования. Районы наиболее широкого распространения этих льдов – равнины Восточной Сибири: Яно-Индигирская и Колымская низменности, Новосибирские острова, Центрально-Якутская низменность. Полигонально-жильные льды встречены в отложениях всех этапов плейстоцена [1], что указывает на континентальное развитие региона в течение всего плейстоцена в условиях непрерывно сурового климата при отсутствии ледникового покрова. На современном Азиатском шельфе тоже прослеживается сохранившийся древний ледовый комплекс, формировавшийся с первых этапов регрессии моря, с зырянского времени, и затопленный только во время послеледниковой трансгрессии [5]. Это полностью снимает вопрос о шельфовом оледенении восточноарктических морей.

На севере Западной Сибири полигонально-жильные льды широко развиты в сартанских, а нередко и в зырянских отложениях Ямала и Гыдана [3], что указывает на отсутствие там покровного оледенения в эти эпохи. Ледовый комплекс на восточном побережье Ямала развит в сартанских и подстилающих их каргинских отложениях, явно континентальных [2]. В низовьях Енисея [6] зырянские отложения отличаются очень высокой льдистостью, но не содержат залежных льдов никакого типа. Лед представлен сетчатой криогенной текстурой. Возможно, зырянские отложения здесь формировались в мелководных условиях и промерзали эпигенетически уже в субаэральных условиях.

промерзали эпигенетически уже в субаэральных условиях. *Инъекционные льды* всегда несут на себе следы напорного внедрения воды. Встречаются преимущественно в районах с наиболее благоприятными гидрогеологическими условиями – в местах разгрузки напорных подземных вод и в замкнутых озерных котловинах. Формируются эпигенетически в субаэральных условиях. Тоже антагонисты покровного оледенения. Широкое их распространение в Субарктике свидетельствует об ограниченном оледенении региона.

ет оо ограниченном оледенении региона. Погребенные глетчерные льды имеют характерную крупноблоковую слоистость, представленную чередованием слоев прозрачного льда и слоев уплотненного грунта. Микростроение льда характеризуется отсутствием слоистости в расположении кристаллов. Химический состав устойчиво гидрокарбонатный. Грануломинералогический анализ указывает на сортировку, характерную для морен. Погребенные льды приурочены к отложениям холодных эпох позднего плейстоцена и встречаются преимущественно в горных районах. Имеют ограниченное распростра-
нение, что само по себе указывает на небольшие размеры древних оледенений на Российском севере.

Общий вывод. Генетические типы подземных льдов, содержащиеся в четвертичных отложениях, слагающих равнины Российской Субарктики, склоняют к выводу о весьма ограниченном распространении в регионе древнего оледенения. Покровных ледниковых щитов, скорее всего, в плейстоцене не было нигде к востоку от Печоры. В горных районах севера России, по-видимому, преобладало горно-долинное оледенение.

Литература

1. Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский район // Региональная криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 128–151.

2. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.

3. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 245 с.

4. *Кузнецова Т.П.* Особенности криогенного строения среднеплейстоценовых отложений в районе мыса Салемал (нижнее течение р. Оби) // Природные условия Западной Сибири. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 170–174.

5. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли. 1997. Т. I, № 2. С. 42–49.

6. Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Криолитогенез плейстоценовых отложений в низовьях Енисея (на примере Селякина мыса) // Пробл. криолитологии. 1983. Вып. 11. С. 116–136.

7. Шполянская Н.А. Субмаринный криолитогенез в Арктике // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1991. Вып. 71. С. 65–70.

8. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. 8, № 4. С. 56–71.

9. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. 10, №3. С. 49–60.

Четвертичные отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки)

В восточной части Баренцева моря развит чехол четвертичных отложений (средняя мощность 20–30 м), залегающий на докайнозойских (почти исключительно мезозойских) толщах. Этот покров слабо изучен, и его строение трактуется по разному. Особенно дискуссионным является вопрос о природе доминирующих в его разрезе плейстоценовых диамиктонов [1–4 и др.].

Авторами проведено площадное геолого-геофизическое изучение четвертичных отложений в двух крупных районах восточной части Баренцева моря: в Центральной впадине и на Мурманской банке (рисунок). Первый исследованный район охватывает значительный участок Центральной впадины и частично склоны окружающих возвышенностей (глубины моря главным образом >250–300 м); второй включает Мурманскую банку и прилегающий с юга Кольский желоб (глубины моря в основном 100–250 м). В основу данного сообщения положены результаты изучения разрезов и керна 25 инженерно-геологических скважин (АМИГЭ, г. Мурманск), вскрывших весь четвертичный разрез, а также данные анализа сети сейсмоакустических профилей общей протяженностью несколько тысяч пог. км (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; МГУ, Москва и АМИГЭ).

Установлено, что в изученных районах четвертичный разрез состоит из четырех сеймостратиграфических комплексов (ССК) – см. рисунок. Согласно принятой нами схеме [5], эти подразделения следующие (сверху вниз): ССК I – голоценовый (морские осадки), ССК II – позднеледниковый (гляциоморские отложения), ССК III и ССК V – поздне- и ранневалдайские (морены – ледниковые диамиктоны). Средневалдайские морские осадки ССК IV здесь отсутствуют – полностью эродированы. Три верхних комплекса имеют повсеместное распространение, а ССК V сохранился участками. ССК V с эрозионным несогласием залегает на триасово-меловых образованиях, будучи отделен от них субгоризонтальной границей. По данным бурения, он подстилается зоной (обычно до 5–7 м), в которой рыхлые мезозойские отложения интенсивно дислоцированы – зоной гляциотектонитов (последние акустически

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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



Рис. 1А. Схема расположения изученных районов восточной части Баренцева моря: Центральной впадины (1) и Мурманской банки (2). В покрове верхневалдайских ледниковых отложений (ССК III) показаны ареалы (выделены Ценсветло-серым цветом) развития морены СФ III-II, слагающей акустически прозрачные тела (АПТ). Крупные формы ральное плато; Ю-К Б – Южно-Канинская банка; Ю-Н Ж – Южно-Новоземельский желоб. Тонкий пунктир – изоморского дна (буквенные сокращения): ГБ – Гусиная банка: ГЖ – Гусиный желоб; КЖ – Кольский желоб; К-КМ – CeBeбаты, м. 1 – линии разрезов, изображенных на рис. 1**Б** и 1**В**. На врезке тонкой линией показана изобата 500 м, при-| 1 оо-Новоземельский желоб; С-Н М – Северо-Новоземельское мелководье; ЦБ – Центральная банка; ЦП Канинско-Колгуевское мелководье; ПМ – Печорское мелководье; C-K Б – Северо-Канинская банка; C-H Ж мерно отвечающая положению бровки шельфа

Рис. 1Б и 1В. Принципиальные сейсмогеологические разрезы, иллюстрирующие строение четвертичных и подститающих отложений в районах соответственно Центральной впадины и Мурманской банки. 1 – ССК II+I (показаны вне масштаба); 2–3 – ČCK III: СФ III-II (2) и СФ III-Č (3); 4 – CCK V; 5 – мезозойские отложения нерасчлененые почти не выражены, но четко устанавливаются в скважинах [6]). ССК III залегает с отчетливым эрозионным несогласием, субгоризонтальной линией подошвы «срезая» ССК V и мезозойские образования (рис. 1). В участках, где ССК III перекрывает мезозойскую толщу, он подстилается гляциотектонитами, а там, где этот комплекс перекрывает отложения ССК V, гляциодислокации в кровельной части последнего в керне скважин «не читаются», хотя они наблюдались в обнажении четвертичных отложений о-ва Колгуев. ССК III без размыва несогласно с облеканием перекрывается тонкослоистой, в основном маломощной (до 3–5 м) акустически единой пачкой (ССК II+I) позднеледниково-голоценовых отложений.

ССК V, имеющий мощность до 30–40 м, характеризуется хаотическим типом сейсмоакустической записи (беспорядочно ориентированные короткие отражения). ССК III, достигающий мощности 60–70 м, латерально неоднороден и состоит из двух сейсмофаций (СФ): III-С с хаотическим типом сейсмоакустической записи и III-П с прозрачным типом акустического изображения (почти полное отсутствие отражений). СФ III-С в изученных районах имеет основное площадное распространение. Ей свойственны мощность от <10 м до 20–30 м и неровная мелкогрядовая кровля. Сейсмофация III-П в акваториях Центральной впадины и Мурманской банки образует огромные эллипсовидные в плане повышенной мощности осадочные образования с ровной полого выпуклой кровлей – т.н. акустически прозрачные тела (АПТ) [1, 2, 7], соответственно Центральное и Мурманское (см. рисунок). В обоих АПТ мощность СФ III-П плавно увеличивается от их краевых зон (10–20 м) к центральным осевым областям, где составляет 50–70 м (см. рисунок). Сейсмофации III-П и III-С связаны зоной перехода (ширина до первых километров), в которой происходит постепенное изменение характера их сейсмоакустической записи и морфологии кровли.

Гляциотектониты, находящиеся в основании разреза четвертичных отложений, состоят из сложнодислоцированных триасово-меловых песков, алевритов, твердых глин. Интенсивность деформаций закономерно падает вниз по разрезу. В керне скважин верхней границей гляциотектонитов является резкая ровная или неровная подошва ледниковых диамиктонов ССК V или III; нижняя граница этих образований проводится условно на уровне, ниже которого мезозойские отложения лишены заметных нарушений залегания [6]. В разрезах скважин (РС) мощность гляциотектонитов составляет 1–25 м.

Нижневалдайская морена (ССК V) в РС имеет мощность 5–43 м. Она состоит из темно-серого песчано-алеврито-глинистого матрикса (с немногочисленными остатками четвертичных и мезозойских фораминифер), рассеянных обломков прочных пород (до валунов), твердых мезозойских глин (размер <0,5–1 см) и отдельных отторженцев (мощность от сантиметров до 11,6 м) дислоцированных рыхлых триасово-меловых осадков. Грубообломочный материал не окатан, и несет следы ледниковой обработки. В морене наблюдаются разнообразные гляциодинамические, по [8], складчатые и разрывные деформационные структуры, подчеркиваемые мелкими отторженцами мезозойских осадков, а также явления сложного проникновения диамиктовой массы (матрикс вместе с грубообломочным материалом) в отторженцы и отчленения от последних отдельных фрагментов. Ледниковый диамиктон находится в полутвердом–твердом состоянии (сопротивление сдвигу 75–150 мПа). Верхневалдайская морена (ССК III), как и нижневалдайская, состоит

из темно-серого песчано-алеврито-глинистого матрикса (включает смешанный комплекс четвертичных и мезозойских фораминифер), рассеянпанный комплекс четвертичных и мезозойских фораминифер), рассеян-ного дресвяно-щебенчатого (до валунов) материала (литифицированные породы и твердые мезозойские глины) со следами ледниковой обработ-ки и дислоцированных отторженцев (до 3,5 м) рыхлых мезозойских от-ложений. Причудливые границы отторженцев, сложная удлиненная форма мелких включений, образуемые ими складчатые структуры подформа мелких включений, образуемые ими складчатые структуры под-черкивают развитые в морене гляциодинамические деформации. По со-ставу обломки прочных пород, заключенные в этой и нижневалдайской моренах, в районах Центральной впадины и Мурманской банки принад-лежат соответственно к Новоземельской и Кольской петрографическим провинциям, отражающим особенности геологического строения терри-торий в зоне центров плейстоценовых оледенений [4]. Морена ССК III имеет четкую нижнюю границу в случае залегания на гляциотектонитах, но, когда она перекрывает ледниковые отложения ССК V, ее подошва лишена отчетливого литологического выражения. С достаточной досто-верностью разновозрастные морены разграничиваются лишь по харак-терной для них разной степени уплотнения (в каждой скважине контерной для них разновозраетные морены разграничиваются лишь по харак-терной для них разной степени уплотнения (в каждой скважине кон-кретные значения этого параметра неодинаковы). Переход от верхне-валдайской морены к более твердой нижневалдайской происходит в зоне мощностью в первые десятки сантиметров. Отложения сейсмофаций III-С и III-П, составляющих верхневалдайский ледниковый горизонт (ССК III), наряду с общими основными особенностями, охарактеризованными выше, имеют заметные отличия. Морена СФ Ш-П весьма од-нородна: отторженцы мезозойских отложений в ней чрезвычайно редки, имеют мощность до 5–7 см и встречены в краевых частях АПТ, где в от-дельных интервалах разреза создают гляциодинамическую полосча-тость. При этом ледниковый диамиктон СФ Ш-П слабо уплотнен – находится в текуче-мягкопластичном состоянии (сопротивление сдвигу в

основном 25–60 кПа), тогда как отложения СФ III-С обычно являются полутвердыми-твердыми (сопротивление сдвигу в среднем 60–110 мПа). Определенное своеобразие морены СФ III-П связано, по нашему мнению, с особенностями субгляциальных условий ее образования (этот вопрос здесь не обсуждается, поскольку выходит за рамки сообщения). В разрезах скважин мощность морен сейсмофаций III-С и III-П составляет соответственно 1–26 и 1,5–49 м.

Венчающие четвертичный разрез отложения слоистой пачки ССК II+I в PC имеют мощность 0,5-11,3 м. Слагающие пачку позднеледниковые и голоценовые осадки в основном литологически различаются, будучи разделены обычно нечеткой границей. В составе первых, в целом преобладающих в разрезе, наблюдаются переслаивающиеся тонкие глины (гляциосуспензиты), часто коричневой окраски, темно-серые «мореноподобные» отложения субаквальных гляцигенных грязевых оплывин и плохо сортированные айсбергово-морские осадки [9]. Встречающийся в этих отложениях грубообломочный материал такой же по характеру, как и в валдайских моренах. Голоценовые осадки (до 0,7–1,1 м) в разных участках представлены алевритистыми глинами, глинистыми и песчанистыми алевритами обычно темной зеленовато-серой окраски. В отличие от нижележащих плейстоценовых отложений они содержат остатки только четвертичных фораминифер и окатанные гравий и гальку литифицированных пород (продукты ледового разноса). Осадки ССК II+I находятся в основном в текучем состоянии (сопротивление сдвигу <25 кПа). Граница позднеледниковых отложений с верхневалдайскими моренами обеих сейсмофаций отчетливо выражена в виде ровной или неровной линии, которой отвечает и резкий скачок в степени уплотненности осадков.

Представляется, что полученные результаты имеют важное значение для решения вопросов строения, литологии и условий образования четвертичных отложений в восточной части Баренцева моря.

Авторы признательны АМИГЭ, Мурманск и ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург за предоставление геолого-геофизических материалов.

Литература

1. Старовойтов А.В. Сейсмоакустические исследования ледниковых отложений восточной части шельфа Баренцева моря // Разведка и охрана недр. 2002. № 1. С. 27–31.

2. Старовойтов А.В. О максимальном позднеплейстоценовом оледенении восточной части шельфа Баренцева моря // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 227–230.

3. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевоморского региона // Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей. М.: Наука, 1988 С. 103–123.

4. Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н. Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части Баренцева моря и на севере Русской равнин // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. 1999. № 63. C. 132-155.

5. Эпштейн О.Г., Чистякова И.А. Печороморский шельф в позднем валдае - голоцене: основные седиментологические и палеогеографические события // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 2005. № 66. С. 107-123.

6. Эпштейн О.Г. Гляшиотектониты – базальная зона четвертичного покрова юговосточной части Баренцева моря // Фундаментальное проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 477-480.

7. Старовойтов А.В., Калинин А.В., Спиридонов М.А., и др. Новые данные о позднекайнозойских отложениях южной части Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1983. T. 270. № 5. C. 1179–1181.

8. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.

9. Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 4. С. 521–523.

Р.Е. Эрнст¹, М.А. Гамильтон²

Возраст 725 млн лет (U-Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет

Франклинское событие (Северная Лаврентия). Франклинская крупная магиатическая провинция (КМП), с возрастом 723±4,2 млн лет, представлено дайками, силами и эффузивами в Северной Канаде и их эквивалентами в СЗ Гренландии [1-3]. Очевидным образом его гигантский веерообразный рой даек сходится к северной границе Канады (о. Бэнкс) и может отражать значительное неопротерозойское раскалывание континента в Арктической Канаде.

Довырен и связанные с ним комплексы (ЮЗ Сибирь). Довыренская (Йоко-Довыренская) расслоенная интрузия основного-ультраосновного состава является частью серии интрузий, ассоциирующих с Олокитским рифтом в Северо-Байкальском регионе [например, [4]; событие 81 в [3]; [5]. Интрузия представляет собой слоистое линзовидное тело, вытянутое не расстояние 26 км в СВ направлении при максимальной толщине 3,5

¹ Карлтонский университет и Эрнст Геосайенсиз, Оттава, Канада ² Геологический факультет Университета г.Торонто, Канада

км; оно внедрилось как почти конкордантное тело в карбонатно-терриенные породы позднерифейской Довыренской группы. Его практическая ценность связана с Cu-Ni и Pt оруденением. Предыдущие возрастные определения включают Sm-Nd возрасты 673±22 и 707±40 млн лет [4].

Приблизительно близкий по возрасты 073-22 и 707-40 млн лет [4]. Приблизительно близкий по возрасту магматизм (около 700-800 млн лет, Ar-Ar метод) присутствует вдоль ЮЗ угла Сибири. Он включает Саянский, 740–780 млн лет и Байкальский, 760–800 млн лет, дайковые пояса, сходящиеся около Иркутска [6] и Нерсинские силлы Бирюсинского террейна, примерно 740 млн лет [6, 7]. Точный возраст 725 млн лет мог бы подтвердить связь с Франклинским КМП северной Лаврентии [6] около 780 млн лет мог бы поддержать реконструкцию Сибирии вблизи западной Лаврентии [8] с ее точно датированным событием Ганбаррел, 780 млн лет.

Новые данные. По образцу, отобранному А.Лыгиным из Довыренской интрузии и предоставленному компанией Би Эйч Пи Биллитон, получено новое определение абсолютного возраста. Координаты образца 56.3114 N, 109.8422 E. Это пегматитовое габбро с сульфидной минерализацией, отобранное в средней части габбро-норитового горизонта Довыренской интрузии. По трем бадделеитовым фракциям получен возраст 725,0±8,6 млн лет.

Следствия. Точный возраст 725 млн лет для Довырена подтверждает проявление Франклинского события в ЮЗ Сибири. Результат дает серьезное подтверждение моделям, по которым южная Сибирия в неопротерозое соединялась с северной Лаврентией [10 и ссылки в этой работе], а не с западной Лаврентией [8].

Более того, если оба Саянский и Байкальский дайковые пояса (700– 800 млн лет) в дальнейшем будут более точно датированы как 725 млн лет, тогда они могли бы представлять собой единый веерообразный дайковый рой с точкой схождения около Иркутска, маркирующей центр плюма. Последний мог бы быть помещен напротив плюмового центра, связанного с Франклинским КМП (на о-ве Банкс Канадской Арктики). Реконструкция Франклинского магматизма в северной Лаврентии и

Реконструкция Франклинского магматизма в северной Лаврентии и одновременного магматизма в Сибирии как единого КМП с возрастом 725 млн лет даст основу для систематического анализа единой системы каналов доставки магмы и поможет поискам Ni-Cu-MПГ рудных месторождений (например: [11, 5]).

Дополнительные поиски «штрих-кодовых» совпадений подсказывают, что южная Сибирия и северная Лаврентия были вместе примерно с 1800 млн лет. Если так, то магматизм Макензи с возрастом 1270 млн лет в северной Лаврентии (покрывающий почти 3 млн кв. км) должен также присутствовать и в ЮЗ Сибири, и доказательство этого – вопрос лишь времени и достаточного количества точных датировок.

Литература

1 *Fahrig W.F.* 1987. The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin // Mafic Dyke Swarms / H.C. Halls, W.F. Fahrig (Eds.). Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 34. P. 331–348.

2. *Heaman L.M., LeCheminant A.N., Rainbird R.H.* Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: Implications for a Late Proterozoic mantle plume and the breaku-up of Laurentia // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 109. P. 117–131.

3. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Large mafic magmatic events through time and links to mantle-plume heads // Mantle Plumes: Their Identification Through Time / R.E. Ernst, K.L. Buchan (Eds.). Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper 352. 2001. P. 483–575.

4. Amelin Y.V., Neymark L.A., Ritsk E.Y., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): Evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 39–69.

5. *Rudashevsky N.S., Kretser Yu.L., Orsoev D.A., Kislov E.V.* Palladium-platinum mineralization in copper-nickel vein ores in the Ioko-Dovyren layered massif // Doklady Earth Sci. (English). 2003. V. 391A, № 6. P. 858–861.

6. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. et al. Signature of Precambrian extension events in the southern Siberian craton // Russ. Geol. and Geophys. 2007. V. 48. P. 17–31.

7. Metelkin D.V., Belonosov I.V., Gladkochub D.P. et al. Paleomagnetic directions from Nersa intrusions of the Biryusa Terrane, Siberian craton, as a reflection of tectonic events in the Neoproterozoic // Russ. Geol. and Geophys. 2005. V. 46, № 4. P. 398–413.

8. Sears J.W., Price R.A. Tightening the Siberian connection to western Laurentia // Geol. Soc. Amer. Bull. 2003. V. 115. P. 943–953.

9. *Harlan S.S., Heaman L., LeCheminant A.N., Premo W.R.* Gunbarrel mafic magmatic event: a key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions // Geology. 2003. V. 31. P. 1053–1056.

10. Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 66–76.

11. Jefferson C.W., Hulbert L.J., Rainbird R.H. et al. Mineral resource assessment of the Neoproterozoic Franklin igneous events of Arctic Canada: comparison with the Permo-Traissic Noril'sk Talnakh Ni-Cu-PGE deposits of Rusisa // Geol. Surv. Canada. 1994. Open File 2789. P. 48.

К.П. Ямпольский¹

Строение осадочного слоя акватории архипелага Шпицберген по сейсмическим данным

Акватория архипелага Шпицберген является ключевым районом для понимания развития Баренцевоморского бассейна, также в этот район входит хребет Книповича, представляющий большой интерес с точки

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Район проведения работ в 25-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» 1 – трог Орла, 2 – южная часть хребта Книповича, 3 – сочленение хребта Книповича и Мона

зрения тектоники и неотектоники. Работы 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» состояли из двух основных частей (рис. 1): баренцевоморская и северная часть Атлантического океана.

Первая часть работ, проводимая в Баренцевом море между архипелагом Шпицберген и Землей Франца-Иосифа, выполнялась в два этапа. Из-за запрета проводить сейсмические исследования в российских территориальных водах, этот участок не был изучен сейсмическими методами. Здесь были проведены наземные работы на Земле Франца Иосифа, а также батиметрическая съемка, драгирование, работы по изучению теплового потока и опробование дна при помощи гравитационных трубок. В пределах норвежских территориальных вод начали производиться исследования методом НСП и профилографом, а также продолжались все виды исследований, использовавшихся в российских водах. Благодаря термическому зондированию, был выявлен аномально высокий тепловой поток в троге Орла и было решено изучать его более детально всеми методами как наиболее интересную структуру. Отметим, что на участке трога Орла до этого не производилось подобных исследований из-за тяжелой ледовой обстановки, не позволяющей там работать судам такого типа.

Вторая часть работ, производимых в северной части Атлантического океана, в районе хребта Книповича, тоже может быть разбита на два участка. Первый участок представляет собой непосредственное продолжение работ 24-го рейса. Полигон 24-го рейса был достроен на юг на несколько галсов. Второй участок находится в районе сочленения хребта Книповича и хребта Мона.

Из-за аномально высокого теплового потока для шельфовой зоны в троге Орла, предположили, что, возможно, это зарождающаяся рифтовая структура [2]. Здесь была проведена детальная сейсмическая съемка, по результатам интерпретации полученных данных были сделаны следующие выводы.

1. В строении дна верховьев трога Орел и его бортов отчетливо прослеживается сбросовая тектоника; местами выявлено заполнение впадин небольшим количеством осадков.

2. К северу от верховьев трога Орел на акустическом фундаменте на бортах трога несогласно залегают осадочные толщи. Поверхность несогласия представляет собой субгоризонтальную площадку, которая смещается сбросовыми нарушениями трога вместе с осадочным чехлом.

3. Характерной особенностью отложений в троге является наличие признаков прирусловых турбидитных отложений.

4. Деформации региона являются неотектоническими, и эрозия не успела осуществить сглаживание склонов до стабильного профиля.

5. При выходе к устью трога обнаружены аномалии смещения центральной частоты сигнала в более низкий диапазон частот, что, как правило, происходит при насыщении пор флюидом (газогидраты или смесь) [2].

6. В толще осадков в устьевой части трога видны признаки миграции русла потока и прирусловых валов во времени от западного борта к современному положению.

7. На восточном борту устья трога литифицированная толща до 1500 м перекрыта акустически прозрачным комплексом, что также говорит о масштабном выносе крупнообломочной турбидитной фракции.

По полученным результатам, скорее всего трог Орла является желобом, возникшем на ослабленной зоне между ЗФИ и Шпицбергеном, по которому идет снос твердого материала в глубоководный бассейн. В районе Атлантического океана методика НСП позволила выделить

В районе Атлантического океана методика НСП позволила выделить акустический фундамент. Были построены карты фундамента и мощностей осадков (рис. 2). В итоге анализа карт и сейсмических данных были



Рис. 2. Карты дна, акустического фундамента и мощностей осадков (сверху вниз) для участка хребта Книповича по материалам 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»

получены следующие результаты по южной части хребта Книповича и по району сочленения хребтов Книповича и Мона.

1. Амплитуда обрывов, сложенных осадочными породами в районе рифтов хребтов Книповича и Мона, по сравнению с северной частью региона, увеличилась до 1 км. Рифтинг и растяжение коры с неконсолидированным или частично литифицированным осадочным покровом, имеют место в условиях более мощного покрова, что говорит о том, что происходит также наращивание разрываемой мощности чехла по оси хребта с севера на юг. Наблюдаются признаки того, что зона растяжения была гораздо шире, или ось растяжения испытывала перескок с востока на запад, и обратно. В оси рифта формируются медианные поднятия [2].

2. Поднятия акустического фундамента по мере движения на юг переходят на западный борт.

3. По мере продвижения на юг, амплитуда квестообразных поднятий на восточном борту уменьшается, а на западном увеличивается. Причиной общего подъема структур западного борта может являться взаимодействие рифтовых структур хребтов Книповича и Мона [1].

4. Увеличение амплитуды и частоты квест на западе имеет настолько большой размах, что можно формально говорить о горообразовании.

Полученные результаты являются важными для дальнейшего изучения этого района Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17, гранта Ведущих научных школ № НШ-3172.2008.5 и бюджета Геологического института РАН.

Научная лицензия на проведение работ № 478-2007 выдана Норвежским нефтяным директоратом.

Литература

1. *Гусев Е.А., Шкарубо С.И.* Аномальное строение хребта Книповича // Russ. J. Earth Sci. 2001. V. 3, № 2. Р. 145–161.

2. Отчет 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». М., 2007.

Содержание

Лоскутов Ю.И. История развития рельефа Арктического побережья	
(Лено-Анабарское междуречье) в кайнозойское время	. 3
Лукин В.В. Политико-правовые условия организации натурных	
антарктических исследований	. 7
Лунёв П.И., Егоров М.С. Кайнозойские отложения массива Уиллинг	
(Восточная Антарктида, горы Принс-Чарльз) в контексте	
региональных неотектонических процессов	. 13
Лунев П.И., Погорельский А.И. Особенности геологического строения	
Биверского угленосного бассейна (Восточная Антарктида, горы	
Принс-Чарльз)	. 17
Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Гранитоидный купольный магматизм	
Алярмаутского поднятия, Западная Чукотка	. 22
Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А.,	
Ефимов В.Н., Мороз Е.А. Рельеф севера Баренцева моря	
и континентального склона Северного Ледовитого океана	. 27
Малышев Н.А., Баринова Е.М., Ихсанов Б.И., Бородулин А.А.,	
Обметко В.В. Результаты переинтерпретации объединенных	
сейсмических данных по акватории моря Лаптевых	. 30
Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А., Баринова Е.М.,	
Ихсанов Б.И. Новые представления о строении и формировании	
осадочного чехла шельфа моря Лаптевых	. 32
Маслов В.А. Геодинамическая природа протерозойского магматизма	
центральных гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) на основе	
петрогеохимического изучения массива Шо	. 37
Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М., Дубинин Е.П., Соболев А.В. Форми-	
рование океанической коры в районе Тройного сочленения Буве	. 44
Милеев В.С. О соотношениях будинажа, меланжа и рассланцевания	
в беломорском комплексе Балтийского щита	. 48
Михальский Е.В. Докембрий Восточной Антарктиды: главные рубежи	
тектогенеза и геодинамические режимы становления земной коры	. 51
Михальский Е.В., Божко Н.А. Коллизия или эволюция континенталь-	
ных блоков как ведущий фактор формирования Антарктического	
сегмента Гондваны?	. 56
Моисеев А.В., Соколов С.Д. Геохимическая характеристика палеозой-	
ских основных вулканитов о-ва Врангеля	. 62
Мотычко В.В., Николаев В.В., Самойлович Ю.Г., Слинченков В.И.	
Изучение четвертичных отложений при решении проблем	
экологии северной части Обской губы	. 66

Найдина О.Л. Палеоклиматические условия Сибирской Арктики	
на рубеже морских изотопных стадий МИС 2 и МИС 1 по резуль-	
татам палинологического изучения осадков моря Лаптевых	
Наливкина Э.Б. Геологическое развитие и минерагения ранне-	
докембрийской земной коры Арктики и Антарктики	
Немировская И.А. Органические соединения в снежно-ледяном	
покрове Арктики и Антарктики	
Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Арктического бассей-	
на в ранней и средней юре 80	
Никишин А.М., Гревцев А.В., Малышев Н.А. История формирования	
осадочных бассейнов морей Дальнего Востока и Восточной Арктики 85	
Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В. Материал ледового/айс-	
бергового разноса в осадках хребта Ломоносова	
Павленкова Н.И. Типы земной коры осадочных бассейнов северо-запад-	
ной окраины Евразии93	
Павлова Е.Ю., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Палеогеографические	
реконструкции условий развития природной среды на островах	
Анжу в конце позднего неоплейстоцена	
Патык-Кара Н.Г., Друщиц В.А. Особенности динамики осадочного	
материала на шельфе Арктики в позднем кайнозое 101	L
Пейве А.А. Аккреция океанической коры Северной Атлантики	
в условиях косого спрединга 104	ł
Петрова В.И. Органическое вещество донных отложении евразиискои	
континентальной окраины: обзор фактических материалов и воз-	
можности геологической интерпретации 108	\$
Петровская н.а. некоторые черты геологического строения Восточно-	,
Сиоирского и Чукотского мореи	2
пии Б.Б., Куницын А.Б. Тектонические структуры Баренцево-Карского	<
региона по сенемическим данным По $\Pi_{uckapega} A \Pi_{uckapega} A \Pi_{ucka$,
и магнитных свойств магматических пород архипедага Земля	
Фланиа-Иосифа в связи с проблемой эволюции Северного	
Пеловитого океана 121	
Поляк Б.Г. Лаврушин В.Ю. Чешко А.Л. Локализация новейшего	
магматизма на востоке Чукотки (по ланным об изотопах He. Ar. C.	
N в газах гилротерм)	5
Пономарева Т.А. Модель глубинного строения Полярноуральского	
сегмента литосферы)
Поселов В.А., Каминский В.Д., Буценко В.В., Аветисов Г.П.,	
Глебовский В.Ю. Структура земной коры глубоководных поднятий	
Центральной Арктики и зон их сочленения с Восточно-Сибирским	
шельфом (Материалы комплексных экспедиций «Арктика-2005»	
и «Арктика-2007»)	,

Поспелов И.И. Тектоническая эволюция северо-восточной окраины
Сибирской платформы в палеозое и мезозое 134
Пущаровский Ю.М. Тектоническое строение области раздела
Атлантического и Северного Ледовитого океанов 136
Пчелина Т.М. Палеогеографические и палеоклиматические рекон-
струкции северных районов Арктики в триасовом периоде 138
Пыстин А.М., Панфилов А.В., Вишвцев А.Н., Нейман К.С.,
Потапов И.Л. Высокобарический метаморфический комплекс
хребта Марун-Кеу (Полярный Урал): вещественный состав, струк-
тура, возраст
Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Эндогенное породообразование
в дорифейской истории формирования земной коры
Приполярного Урала 144
Рекант П.В., Гусев Е.А., Виноградов В.А. Морфология фундамента
и структура осадочного чехла южной части хребта Ломоносова
по сейсмическим данным146
Рогов М.А., Захаров В.А. Палеогеографические реконструкции в мезо-
зое Арктики на основе анализа ассоциаций аммонитов (на примере
кимериджского и волжского веков юрского периода) 148
Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П., Крылова Т.А.,
Харин Е.П., Шестопалов И.П. Информационное обеспечение
геофизических исследований при проведении Международного
полярного года 2007–2008 гг153
Розен О.М., Соловьев А.В. Термальная эволюция континентальной
Арктики (в свете данных трекового датирования апатитов из фунда-
мента северо-востока Сибирской платформы) 156
Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С. Роль тектонических
движений в формировании рельефа и рыхлых отложений юго-
западного побережья п-ова Ямал160
Русаков В.Ю., Левитан М.А., Рощина И.А. Распределение макро-
и микрометаллов в четвертичных глубоководных осадках
Центральной Арктики (первые результаты) 164
Ряховский В.М., Шульга Н.Ю., Шкотин А.В. Математическое
моделирование глубинного строения Арктического бассеина
Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Тектоника докембрия Фенносканди-
навского щита
Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин С.В., Шипилов Э.В. Особен-
ности фракционирования магматических систем архипелага земля
Франца-Иосифа
Сироткин А.П. Эволюция регионального метаморфизма комплексов
кристаллического фундамента шпицоергена
сколоттнев С.1. 1 сологические следствия изучения глуооководных
илов с северного полюса104

Слабунов А.И., Шаров Н.В., Щипцова Н.И. Строение и история	
становления земной коры Беломорского региона в раннем	
докембрии: синтез геологических, петрологических и геофи-	
зических данных1	86
Славинский В.В. Тепловой режим литосферы пассивных континен-	
тальных окраин на примерах Северо-Западного Шпицбергена	
и Юго-Восточной Австралии 1	91
Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н. Кайнозойский рифтогенез	
на Чукотском полуострове 1	95
Соколов С.Ю. Остаточные аномалии Буге акватории Арктики –	
источник дополнительной информации о тектоническом строении	
фундамента1	99
Соколов С.Д. Тектоника Восточной Арктики: проблемы и неопре-	
деленности	02
Супруненко О.И., Иванов В.Л., Косько М.К., Лазуркин Д.В.,	
Лейченков Г.Л. Осадочные бассейны Арктики и Антарктики	06
Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В. Причины образования геохимической	
гетерогенности толеитового магматизма полярных областей	
Мирового океана 2	09
Сывороткин В.Л. Экологические проблемы Арктики в связи с ее	
тектоническим строением2	14
Сывороткин В.Л., Подгорнова С.Т. Полярные окончания срединно-	
океанских рифтов Южного полушария2	18
Сыстра Ю.Й. Роль арктических и приполярных территорий в изу-	
чении влияния геологических факторов на живую природу	
(на примере Северной Фенноскандии)2	21
Сыстра Ю.Й., Хаабу Т. Строение края каледонского надвигового	
покрова в районе Кильписъярви – Меэконъярви, Лапландия,	
Северо-Запад Финляндии2	25
Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю., Погодина И.А.,	
Овсепян Я.С. Ископаемые комплексы остракод и фораминифер	
и изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского	
в ходе послеледниковой трансгрессии2	30
Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. Эклогит-гранулитовые	
комплексы в структуре обрамления Онежско-Кандалакшского	
палеорифта (Белое море) 2	32
Тимонин Н.И. Перспективы на нефть и газ Южно-Карской впадины 2.	36
Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э. Тытыльве-	
емский вулканоплутонический пояс – раннемеловая магматическая	
провинция Северо-Восточной Азии2	39
Третьякова Ю.В. Конвенционный механизм делимитации морских	
пространств Арктики2	42

Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Гельман М.Л., Галускина И.О.,	
Ватрушкина Е.В. Эволюция мезозойских осадочных бассейнов	
Чукотки	246
Украинцева В.В. Климат полуострова Таймыр в голоцене и прогноз	
изменения климата в Российской части Арктики	250
Украинцева В.В., Соколов В.Т., Кузьмин С.Б., Висневский А.А. Иссле-	
дование проб снежного покрова и воздушных масс методом	
спорово-пыльцевого анализа из района Северного полюса Земли	252
Устрицкий В.И. Возраст и генезис Восточно-Баренцевского	
мегапрогиба	253
Устрицкий В.И., Повышева Л.Г. Что такое Новая Земля?	257
Хаин В.Е., Филатова Н.И. О предыстории современного Северного	
Ледовитого океана	260
Харченко В.М. Комплексная концепция тектогенеза как теоретическая	
основа для объяснения геодинамических условий образования	
структур центрального типа (на примере структур центрального	
типа Северного Ледовитого океана, Баренцевого и Карского морей).	266
Харченко В.М. Перспективы нефтегазоносности Баренцевого и Кар-	
ского морей с позиций новых представлений о природе Урало-	
Африканского субмеридионального пояса прогибов	269
Хенриксен М., Назаров Д.В. Возраст последнего наступания ледников	
на Полярный Урал	273
Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В.,	
Ахмедзянов В.Р. Геотермия Арктического бассейна: Проблемы	
и решения	275
Черкасов Р.Ф. О превращении Антарктического квадратоидного	
блока в ромбоидный	280
Черкашёв Г.А., Кошелева В.А., Булдаков С.В., Неизвестнов Я.В.,	
Сергеева Э.И. Особенности строения и состава четвертичных	
отложений Хатангского залива моря Лаптевых	284
Чехов А.Д. К проблеме существования Гиперборейской платформы	• • • •
(кратона)	289
Чехович В.Д. Особенности глубинного строения Арктической Аляски	201
и прилегающего шельфа Чукотского и Берингова мореи	291
Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. Свидетельства современных геодинамиче-	201
ских процессов в структуре барического поля Севера Русскои плиты	301
Швариман Ю.1. Геотермический режим и тектоника литосферы	204
	304
шеремет О.1. Разделение потенциальных полеи методом гравимаг-	
нитного моделирования для решения глубинных структурно-тек-	200
тонических задач латаніской рифтогенной зоны	308
шипилов Э.Д., карякин ю.д. Основные этапы геодинамической	211
эволюции Арктического океана в мезозое и каинозое	211

Шполянская Н.А. Подземные льды – свидетели плейстоценовой	
истории Российской Арктики	320
Эпштейн О.Г., Старовойтов А.В. Четвертичные отложения восточ-	
ной части Баренцева моря (районы Центральной впадины	
и Мурманской банки)	325
Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн лет (U-Pb по бадделеиту)	
Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франк-	
линской магматической провинцией северной Лаврентии, датиро-	
ванной как 723 млн лет	330
Ямпольский К.П. Строение осадочного слоя акватории архипелага	
Шпицберген по сейсмическим данным	332

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

Материалы XLII Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 28.12.2008 Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 21,5 п.л. Тираж 350 экз. Тип. ВТИИ. Москва, зак. № .

Издательство ГЕОС 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114. Тел./факс: (095) 8-499-152-19-14, 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91 E-mail: <u>geos@ginras.ru</u> <u>http://www.sciencebook.ru</u>