



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2009

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

Том I



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 1

Москва
ГЕОС
2009

ББК 26.323

Т 67

УДК 549.903.55(1), 55.551.462.32(268.45)

**Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 1. – М.: ГЕОС, 2009. – 376 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: Арктика. Архипелаг Земля Франца-Иосифа. Остров Белл. Фото Ю.В.Карякина, 2006 г.

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2009

© ГЕОС, 2009

Изотопная геохронология интрузивного магматизма фундамента Печорской синеклизы

Печорская синеклиза представляет собой крупную региональную тектоническую структуру в составе Тимано-Печорской (или Печорской) плиты и располагается между Тиманской грядой и Предуральским краевым прогибом. В ее геологическом строении участвуют дислоцированные метаморфические образования рифейско-вендинского фундамента, повсеместно перекрытые платформенным чехлом, сформированным ордовикско-кайнозойскими неметаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями. В составе фундамента, вскрытого более чем двумя сотнями глубоких скважин, выделяются Ижемская зона, включаемая вместе с Тиманом в Тиманский мегаблок, и Большеземельский мегаблок, состоящий из Печорской и Большеземельской зон. Граница между мегаблоками проводится по системе Припечорско-Ильч-Чикшинского глубинного разлома северо-западного простирания, считающейся сутурной зоной.

В строении Ижемской зоны принимают участие дислоцированные терригенные и в меньшей степени карбонатные отложения, сопоставляемые с выходящими на поверхность образованиями рифея и венда Тимана. Фундамент Припечорско-Ильч-Чикшинской зоны разломов сложен преимущественно вулканогенными породами возейской свиты, условно датируемой верхами позднего рифея – ранним вендом. В Большеземельском мегаблоке нижний ярус слагают дислоцированные вулканогенные породы возейской свиты, а верхний молассовый – терригенные и туфо-терригенные толщи сандивейской свиты поздневендско-раннекембрийского возраста.

Среди магматических образований фундамента значительное место занимают гранитоиды, формирование которых происходило в надсубдукционных и коллизионных обстановках. Суждения о возрасте гранитоидного магматизма долгое время основывались на K–Ar возрастных определениях, варьирующих в широком диапазоне от 810 до 354 млн лет, но поскольку преобладающая часть была приурочена к интервалу 600–500 млн лет, то возраст гранитоидов считался венд-кембрийским.

Впоследствии это предположение было скорректировано результатами Pb–Pb датирования единичных зерен циркона из гранитоидов, вскрытых рядом скважин (таблица). Практически по всем цирконам бы-

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

Изотопно-геохронометрическая характеристика интрузивных пород фундамента Печорской синеклизы

Скважина	Порода	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ [2]		Метод датирования			
		Цирконы, млн лет $\pm 2\sigma$	Порода в целом ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ $\pm 2\sigma$	Минералы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ $\pm 2\sigma$	млн лет $\pm 2\sigma$	млн лет $\pm 2\sigma$	млн лет $\pm 2\sigma$
Большешемельская зона							
26-Восточная Харьяга	Гранит	567 \pm 36 (?)	607–1447	561 \pm 12	0.70457 \pm 78*	518 \pm 8	0.70680 \pm 66
2-Веяк	Гранит	618 \pm 6	—**	615 \pm 7	0.70622 \pm 15	—	—
Печорская зона							
1-Новая	Диорит	565 \pm 8	—	606 \pm 18	0.71090 \pm 18	528 \pm 6	0.71321 \pm 28
1-Восточная Чаркаю	Гранит	557 \pm 15	2708	—	—	—	—
Ижемская зона							
1 и 10-Южная Чаркаю***	Гранит	553 \pm 6	1013	608 \pm 16	0.70650 \pm 27	—	—
Нижнеомиринский комплекс****	Гранит	551 \pm 8	—	604 \pm 19	0.70570 \pm 78	510 \pm 8	0.7386 \pm 47
21-Палью	Диорит	560 \pm 5	—	1360 \pm 31	0.70403 \pm 15	518 \pm 8	0.70999 \pm 14

Примечания:

* – приводимые погрешности соответствуют последним значащим цифрам

** – не обнаружено или не проанализировано ($\text{Rb}-\text{Sr}$).

*** – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст определен по цирконам из скв. 10-Южная Чаркаю.

**** – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст определен по цирконам из скв. 11-Малая Пера, а $\text{Rb}-\text{Sr}$ датирование осуществлялось по керну из скв. 1-Нижняя Омра, 1-Прилукская, 11-Средняя Мытива, 1-Западная Покта, 11-Малая Пера, 1-Южный Джер и 1-Южная Болотная.

ли получены однородные значения возраста в интервале 551–567 млн лет, и лишь в скв. 2 – Вяжк возраст составил 618 ± 6 млн лет. В скв. 26–Восточная Харьяга сходящиеся значения около 560 млн лет наблюдались в одном зерне, а в пяти других возраст варьирует в интервале 487–1447 млн лет.

Таким образом, большинство цирконовых датировок свидетельствует о том, что возраст гранитоидного магматизма составляет 550–560 млн лет, который и стал интерпретироваться исследователями как возраст коллизионного орогена [2 и др.]. При всей привлекательности этого вывода он нуждается в подтверждении данными по другим изотопным системам, поскольку возраст цирконов не всегда соответствует возрасту вмещающих их пород, причем отклонения могут быть как в сторону завышения, так и занижения. В гранитоидах Печорской синеклизы также отмечаются цирконы с возрастами до 2.7 млрд лет. Нельзя игнорировать и тот факт, что среди K–Ar возрастных определений есть достигающие 810 млн лет, поэтому ситуация с возрастом гранитоидного магматизма, скорее всего, не столь однозначна.

В нашем распоряжении имеется коллекция кернового материала, позволившая провести Rb–Sr датирование гранитоидов фундамента Печорской синеклизы, причем и по тем скважинам, где исследовались цирконы (таблица). Rb–Sr данные по гранитоидам Большеземельской зоны подтвердили Pb–Pb датировки, в том числе и находившийся под вопросом возраст гранитов из скв. 26–Восточная Харьяга. Результаты свидетельствуют о дискретном проявлении гранитоидного магматизма: сначала в конце позднего рифея около 620 млн лет, а другой эпизод приурочен к 560 млн лет – к границе раннего и позднего венда.

В гранитоидах Печорской и Ижемской зон не установлено ни одного случая совпадения Rb–Sr и Pb–Pb возрастов. Датировки по цирконам образуют узкий интервал 551–565 млн лет, а Rb–Sr система в породах и калиевых полевых шпатах также стабильно указывает на время своего закрытия около 600 млн лет назад. Вероятная причина наблюдаемого несоответствия может быть обусловлена посткристаллизационными изменениями гранитоидов, о чем свидетельствуют Rb–Sr данные по биотитам в интервале 510–528 млн лет, сопоставимые с большинством K–Ar датировок и, в определенной степени, с Pb–Pb возрастами цирконов.

Rb–Sr возраст гранитоидов Ижемской зоны коррелируется с возрастом однотипных пород Северного Тимана, достоверность которого установлена разными методами. Rb–Sr возраст гранитоидов разных массивов варьирует от 587 до 597 млн лет, Pb–Pb возраст единичных зерен циркона составляет $621 \pm 3,5$ млн лет, а при SHRIMP-датировании был получен возраст 617 ± 6 млн лет. Аналогичными возрастами характери-

зуются и щелочные породы п-ова Канин, Северного и Среднего Тимана, а также Кваркушского поднятия.

Кроме гранитов исследовались диориты, вскрытые скв. 21 – Палью в Ижемской зоне вблизи границы с Припечорско-Илыч-Чикшинской зоной разломов. Их Rb–Sr возраст составляет 1360 ± 31 млн лет и резко отличается как от возраста цирконов, так и от других изотопных возрастов магматических пород фундамента. Его реальность вызывает определенные сомнения и требует подтверждения данными по другим изотопным системам, в первую очередь, самарий-неодимовой, но существуют доводы в пользу правомочности полученного возраста. Низкая (мантийная) величина ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, равная 0,70403, указывает на связь гомогенизации изотопного состава стронция с первичным процессом – образованием пород. Диориты инъецированы гранитами, и Rb–Sr возраст этому не противоречит, тогда как возраст цирконов из диоритов не отличается от возраста цирконов из гранитов, не сопровождающихся породами повышенной основности. Совпадение возрастов диоритов и гранитов возможно при общности петрогенезиса, но ее установление нуждается в специальном изучении. Заслуживает внимания и то обстоятельство, что Rb–Sr возраст диоритов скв. 21 – Палью коррелируется с изохронными Rb–Sr (1100 ± 39 млн лет) и Sm–Nd (1040 ± 180 млн лет) возрастами базитов Северного Тимана и K–Ar датировками по биотитам и амфиболам (1090–1414 млн лет) из диабазов Среднего Тимана, также расположенных в Тиманском мегаблоке.

Практически все гранитоиды фундамента Печорской синеклизы характеризуются высокими значениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0,706–0,711, которые свидетельствуют об их выплавлении из вещества сиалической коры, и лишь формирование гранитов из скв. 26 – Восточная Харьяга произошло при значительном участии пород мантийного генезиса в составе гранитообразующего субстрата.

Присутствие в гранитах Большеземельского мегаблока цирконов с возрастами рифейского и даже архейского уровней от 1 до 2,7 млрд лет может рассматриваться не только как указание на возраст вероятного протолита, но и как подтверждение предположения о нахождении в фундаменте северо-восточной части Печорской синеклизы погребенных массивов континентальной коры дорифейской консолидации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8 “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах”.

Литература

1. Андреичев В.Л., Литвиненко А.Ф. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
2. Gee D.G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovshikova E. New, Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 1998. V. 68. P. 161–170.

Л.Н. Андреичева¹, Ю.В. Голубева¹, Т.И. Марченко-Вагапова¹

Изменение природной среды и климата в Арктике в четвертичное время

Климат – важнейший фактор развития биосферы, представляющий собой усреднённое значение погоды за длительный период (порядка нескольких десятилетий), т.е. климат – это средняя погода. В последнее время возник особый интерес к палеоклиматическим исследованиям, позволяющим использовать результаты изучения климатов прошлого для оценки климатических условий будущего. По этой причине восстановление истории динамики природной среды и климатов в четвертичное время для прогноза их развития в регионе является чрезвычайно важным, так как именно в это время сформировалась современная географическая среда: рельеф, гидрографическая сеть, фауна и флора. Повышенный интерес к климату обусловлен, кроме того, проблемами глобального потепления или наступления нового ледникового периода, активно обсуждающимися в мире.

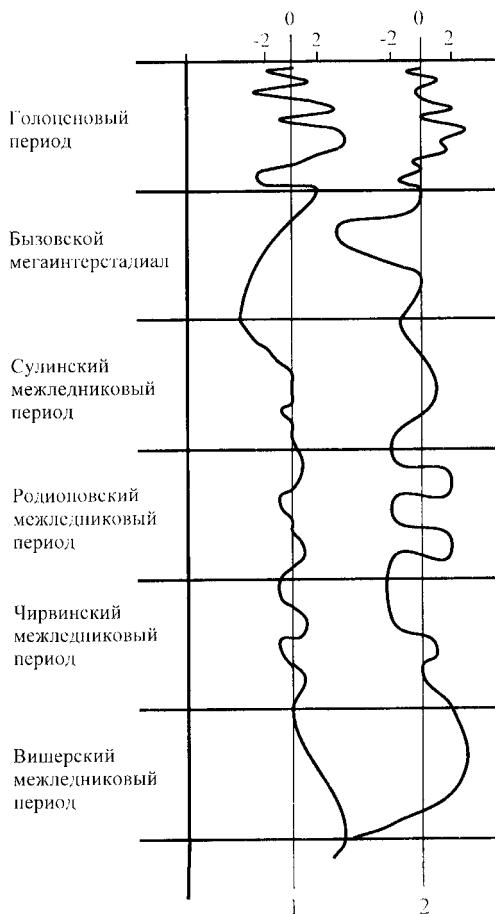
Самые существенные изменения палеосреды в Арктике происходили в связи с неоднократными наступлениями и отступаниями ледниковых покровов, являющихся показателями изменения климата. При наступлении ледников границы природных зон по сравнению с современными отодвигались к югу, а в периоды плейстоценовых межледниковых смешались на несколько сотен километров к северу. Современное состояние климата Земли характеризуется принадлежностью к одному из последних межледниковых квартир – голоцену, который представляет относительно тёплый период времени, начавшийся около 10000 лет назад, после деградации последнего полярного (осташковского) ледника. Воссоздание природных обстановок во время предшествующих межледниковых эпох имеет большое значение при реконструкции современных

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

колебаний климата. В неогене климат был значительно теплее, чем сейчас. Предыдущие плейстоценовые межледниковые эпохи, по нашим данным [1], также были на несколько градусов теплее современного межледникового – голоцена. Количественные показатели климата рассчитаны на основе информационно-статистического метода, разработанного В.А. Климановым [5], по спорово-пыльцевым диаграммам разрезов береговых обнажений и скважин квартера Тимано-Печоро-Вычегодского региона, полученным в разные годы в Институте геологии Д.А. Дурягиной, Л.А. Коноваленко, Т.И. Марченко-Вагаповой, Н.А. Мариевой, Ю.В. Голубевой.

В раннем плейстоцене во время вишерского (беловежского) межледникового происходила неоднократная смена климата и растительных фаз без четко выраженного климатического оптимума [4]. В первой половине межледникового зона лесотундры сменилась зоной северной тайги, а дальнейшее улучшение климата привело к распространению таежного флористического комплекса, где широколиственные породы составляли до 25%, что свидетельствует о том, что климат был теплее современного. Это подтверждают и реконструкции палеотемператур (рисунок). Температуры июля в регионе достигали 18–20°C, что выше современных температур: на юге Республики Коми на 2–4°C, а на крайнем севере региона – на 6°C. Осадков в теплое время выпадало 350–400, а в холодное вдвое меньше – 150–175 мм.

В среднем плейстоцене выделяются два межледниковых: чирвинское (лихвинское) и родионовское (шкловское). Во время чирвинского межледникового климат был теплее современного, в отдельных разрезах с двумя климатическими оптимумами. На севере региона температуры июля составляли 14–16°C, что на 2–4°C теплее, чем сейчас. В южных районах региона среднеиюльские температуры достигали 16–18°C, что выше современных на 1–2°C. В теплое время количество осадков на всей территории исследований составляло 255 мм, в холодное время оно не превышало 50–75 мм, в восточном направлении возрастало до 175 мм. Для родионовского межледникового характерны два климатических оптимума. Первый (нижний) оптимум был влажным и теплым по сравнению даже с оптимумом голоцена, второй – более прохладным и ксерофильным. Во время оптимумов произрастали пихтово-еловые леса типа южной тайги с примесью сосны, березы и широколиственных пород. На севере региона среднеиюльские температуры были на 4°C выше современных и достигали 14–16°C. На юге Республики Коми температуры июля составляли 16–18°C, что на 1–2 °C теплее, чем в настоящее время. Количество осадков в теплое время достигало 300–400 мм, в холодное уменьшалось до 175–200 мм.



Колебания температур в климатических оптимумах межледниковых на Европейском северо-востоке России
Районы: 1 – центральные, 2 – северные

В позднем плейстоцене во время сулинского (микулинского) и бызовского (ленинградского) межледниковых в южных районах Европейского севера России формировались озерные и аллювиальные осадки, а в северных – осадки бореальной трансгрессии с обильной фауной морских моллюсков. Во время довольно теплого сулинского межледникового выделяется один климатический оптимум. Средние температуры июля на севере региона составляли 14–16°C и были примерно на 3° выше современных температур, а на юге – 16–18°C, что на 1–2°C теплее, чем

сейчас. Количество осадков в теплое время достигало 400 мм, в холодное снижалось до 150–175 мм. Бызовское межледникование было существенно холоднее предыдущих межледниковых эпох. По нашему мнению, это мегаинтерстадиал [2]. В начале бызовского времени суровый климат способствовал тому, что северная часть региона была покрыта тундрой и лесотундрой, а южная – темнохвойными лесами. В периоды потеплений климат и растительность приближались к современным. На палинологических диаграммах климатические оптимумы отсутствуют. Температуры июля на севере региона составляли 10–14°C, что соответствует современным температурам. На юге Республики Коми они были такими же (10–14°C), что на 2–6°C холоднее, чем сейчас. Количество осадков в теплый период достигало 350–400 мм, в холодный уменьшалось до 200 мм.

В голоцене, так же как и в предыдущие межледниковые эпохи, происходила неоднократная смена растительности в периоды потеплений и похолоданий. Л.Д. Никифорова [8] выделила пять климатических периодов голоцена: пребореальный (РВ; 9200–10300 лет назад), бореальный (ВО; 8000–9300 лет назад), атлантический (АТ; 4600–8000 лет назад), суббореальный (СВ; 2500–4600 лет назад) и субатлантический (СА; 2500 лет назад по настоящее время). Наиболее теплые климатические условия связаны с тремя интервалами: раннебореальным, позднеатлантическим и среднесуббореальным. Во время этих потеплений лесные формации занимали почти всю территорию Европейского Севера России. В периоды похолоданий климата термические показатели были на 0,5–1,0°C ниже, либо приближались к современным. Под современными климатическими нормами, по В.В. Клименко [6], понимаются нормы за время, практически свободное от массивного антропогенного воздействия, с 1901 по 1960 гг. Современные температуры июля на юге региона в зоне средней тайги составляют 15–17°C, а в зоне северной тайги – 13–15°C [3].

Во время раннебореального потепления произошел сдвиг зональных ландшафтов на 100–200 км к северу от их современного положения: на севере произрастали северотаежные еловые и березовые леса, на побережье Баренцева моря – ерниковые и моховые тундры, на юге Республики Коми – таежные еловые леса, появились широколиственные породы. Средняя температура июля впервые приблизилась к современной и составила 15,5–17,5°C.

В позднеатлантическое время наступил климатический оптимум и растительные зоны максимально сместились к северу (на 450–550 км). На севере произрастала средняя тайга, куда в качестве устойчивой примеси входили ольха, пихта и широколиственные породы (до 6 %). На побережье Баренцева моря росли северотаежные леса. На юге господствовали южнотаежные леса с участием пихты и лиственницы, количе-

ство пыльцы широколиственных пород достигало 14%, а на востоке – 25% [7]. Температуры июля превышали современные на 2,5–3,5°C.

Среднесуб boreальное потепление проявилось не столь сильно, как потепление в позднем атлантике. Преобладали темнохвойные леса с примесью широколиственных пород. На севере в среднем суб boreale среднеиюльская температура составляла 16–17°C, на юге – около 17–18°C, что на 2–3°C выше современной.

Таким образом, результаты исследований, проведенных на Европейском севере России, свидетельствуют о том, что в настоящее время климат здесь несколько прохладнее, чем в предыдущие межледниковые эпохи квартера.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект №03-05-65046 и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН №12 «Природные и социально-экономические факторы изменения окружающей среды».

Литература

1. Андреичева Л.Н., Братушак Ю.В., Марченко-Вагапова Т.И. Развитие природной среды и климата в плейстоцене и голоцене на севере Европейской России. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 23 с.
2. Андреичева Л.Н., Дурягина Д.А. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена северо-востока Русской равнины // Сыктывкарский палеонтологический сборник. № 6. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 155–161.
3. Атлас Коми АССР. М.: Изд-во ГУГК Госгеолкома СССР, 1964. 112 с.
4. Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока Европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.
5. Климанов В.А. Реконструкция палеотемператур и палеосадков на основе спорово-пыльцевых данных // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 38–48.
6. Клименко В.В. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. М.: Изд-во МЭИ, 2004. 144 с.
7. Марченко Т.И., Дурягина Д.А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). Сыктывкар, 1996. 41 с.
8. Никифорова Л.Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 25 с.

Условия формирования лагунных отложений острова Жохова, как результат изменения уровня моря в голоцене

Остров Жохова входит в группу островов Де-Лонга архипелага Новосибирских островов. Он расположен на шельфе Восточно-Сибирского моря под 76° с.ш. Размеры острова примерно 7x11 км. Работы проводились на северной лагуне острова.

Диатомовый и геохимический анализы, выполненные по колонке лагунных отложений, показали хорошую сходимость.

Исследуемый керн отбирался со дна лагуны на глубине 6,4 м, длина керна – 1,32 м. Датировка 10950±60 радиоуглеродных лет получена на уровне 1,0 м ниже поверхности дна. Таким образом, отложения с возрастом 10950±60 л.н. залегают на уровне 7,2 м. Следовательно, до 11000 л.н. исследуемая территория развивалась в континентальных условиях, а уровень моря был ниже современного более чем на 7 м.

Смена условий осадконакопления выражена, в том числе, и изменением литологического состава отложений. Отложения, формировавшиеся раньше 11000 л.н., сложены более грубым материалом с большим количеством неокатанных заиленных частиц и даже небольших камней размером до 1 см. Затопленная территория 11 тыс. л.н. не была еще отделена от моря косами, поэтому на этот период приходится максимальное количество морских диатомовых водорослей. Процесс формирования кос, отделяющих лагуну от моря, происходил быстро, и обособление лагуны завершилось к 10000 л.н.

К 9000 л.н. происходит постепенное опреснение лагуны, сопровождаемое похолоданием. Наиболее холодный период приходится на возраст около 8500 л.н. Вероятно, в это время лед на лагуне не успевал растаять за летний период. Минимум продуктивности диатомовых водорослей попадает на период 8200–8000 л.н.

На рубеже 8000 л.н. происходит резкое изменение в условиях формирования лагунных отложений. Улучшение климатических условий привело как к значительному увеличению биопродуктивности диатомовых водорослей, так и к увеличению влияния моря. Количество морских и солоноватоводно-морских диатомовых возрастает, число пресновод-

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

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

³ Институт истории материальной культуры (ИИМК) РАН, Санкт-Петербург, Россия

ных водорослей в это время значительно снижается, а в видовом отношении в группе пресноводных отмечены виды временных водотоков. Вероятно, в это время поступающая в лагуну пресная вода не могла в достаточной мере распреснить морскую воду в лагуне. По гидрохимическим показателям наиболее солоноватоводные условия приходятся на возраст 7800 л. н. Заканчивается этот этап около 7400 л.н. резким снижением количества диатомовых водорослей и сменой морских и солоноватоводно-морских видов пресноводными и пресноводно-солоноватоводными видами.

Повышение уровня моря около 7800 л.н. не могло не привести к сокращению территории о-ва Жохова, а затем и к полной потере сухопутного соединения с окраиной континента. Очевидно, именно с этими изменениями природной обстановки связано прекращение посещений этих мест группами охотников каменного века, сезонный лагерь которых был расположен в юго-западной части нынешнего о-ва Жохова [4].

Изменения, произошедшие после 7400 л.н., свидетельствуют о том, что уровень моря начал снижаться. Около 7000 л.н. морская вода полностью прекратила поступать в лагуну, а уровень воды в ней снизился, но к 6500 л.н. в лагуну опять проникли морские воды. Начиная с этого времени в спектре преобладают солоноватоводно-морские диатомеи. От 5000 л.н. по данным геохимического и диатомового анализов фиксируется незначительное похолодание и уменьшение влияния моря на формирование отложений северной лагуны о-ва Жохова.

Возможно, что отсутствующий верхний слой осадков северной лагуны (моложе 5000 л.н.) был смыв в конце голоцене двумя трансгрессиями. Высота подъема уровня моря относительно современного составила 4000 л.н. 6–8 м, а 1200 л.н. – 4–6 м [1]. Эти две трансгрессии отмечены как на о-ве Жохова, так и на других островах Новосибирского архипелага.

В более ранние трансгрессии уровень моря не поднимался так высоко, а растущая коса изолировала лагуну от моря. Ее рост компенсировал морскую трансгрессию, что препятствовало прибрежным течениям нарушить нормальные условия формирования лагунных отложений.

Была получена кривая изменения уровня моря, которая отражает сложное соотношение трансгрессивно-регрессивных процессов и региональной тектоники. Результаты реконструкции подтверждают высказанное в 1974 г. В.Л. Холмесом [6] предположение о поднятии восточной части моря Лаптева. Исследования сейсмической и тектонической активности региона [3] подтвердили это предположение. Благодаря нашим результатам и результатам, представленным в многочисленных публикациях по морям Лаптевых и Восточно-Сибирскому [2, 5, 6], можно говорить об амплитуде голоценовых движений в различных секторах

этих морей. Современное положение границы море–суша, зафиксированное в колонках морских и лагунных отложений, отличается почти на 40 м. В центральной части моря Лаптевых эта граница сейчас находится на глубине около 50 м, в восточной – на глубине около 7 м. Очевидно, что разница глубин границы перехода от наземных отложений к морским отражает ситуацию, которая могла образоваться в результате разнородных движений.

Литература

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. РГО, 2002. Т. 134, вып. 5. С. 32–37.
2. Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 1. С. 39–50.
3. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. и др. Новейшие структуры, стратиграфия квартера и современная геодинамика территории Арктического сектора прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (северо-восток Якутии) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. 2007. № 67. С. 6–19.
4. Питулько В.В. Жоховская стоянка. СПб.: Изд-во Дм. Буланин, 1997. 186 с.
5. Bauch H.F., Muller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139.
6. Holmes M.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Berlin; N.Y.: Springer-Verlag. 1974. P. 211–229.

В.М. Анохин¹

Структурный план шельфа Чукотского моря как часть общего структурного плана Земли

В геолого-тектоническом плане шельф Чукотского моря представляется собой продолжение складчатых поясов, прослеживающихся с Американского континента. В южной части Чукотского шельфа выделяется поле развития мезозой с наложенным позднемеловым-кайнозойским Южно-Чукотским прогибом, мощность чехла в котором редко достигает 5 км. Простижение структур в пределах этой зоны преимущественно

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

ЗС3. В северной части Чукотского шельфа развит Северо-Чукотский прогиб глубиной более 20 км (возраст фундамента – каледонский). Структуры Северо-Чукотского прогиба имеют также ЗС3 простирание. Пограничной структурой между этими двумя крупными прогибами является зона поднятий, так называемая дуга Геральда. В тектоническом плане дуга Геральда является подводным продолжением фронта деформаций складчато-надвиговых структур хребта Брукса. В пределах дуги и к северу от нее заметно влияние наложенных субмеридиональных сино-кеанических структур.

Для выявления рисунка линейных тектонических структур были использованы материалы Госгеолкартирования-1000 3-го поколения листов R-1, R-2:

- предварительная геологическая карта доплиоценовых образований листов R-1, R-2;
- карты вертикального и горизонтального градиентов аномального магнитного поля;
- карты вертикального и горизонтального градиентов поля силы тяжести (редукция в свободном воздухе);
- навигационные карты Чукотского моря масштаба 1:200 000;
- данные сейсмоакустического профилирования [6];
- данные сейсмоакустического профилирования, проведенного в процессе морских работ при участии авторов в августе – сентябре 2006 г.

На картах магнитного и гравитационного полей были отинтерпретированы линии повышенных градиентов. Градиентные линии обобщались в соответствии с имеющимися данными о разрывных нарушениях региона, при использовании новейших данных сейсмоакустики. В результате была построена схема линейных тектонических структур Чукотского моря, на которой можно видеть следующие особенности структурного плана региона.

1. Основу структурного плана шельфа Чукотского моря составляет упорядоченная сеть линейных структур, тяготеющих к четырем главным направлениям: С-Ю и В-З (ортогональные), СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ (диагональные); эти направления хорошо видны на розе-диаграмме направлений линейных структур на рисунке, фрагмент А.

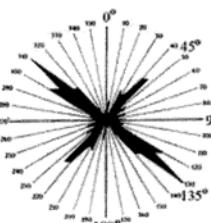
2. Системы линейных тектонических структур всех этих 4-х направлений чередуются с более или менее постоянным шагом около 100 км (субширотные линии чередуются с шагом около 50 км).

3. В структурном плане Чукотского моря можно выделить две зоны: северо-восточную, где преобладают структуры ортогональных направлений (включая меридиональные разломы желоба Геральда, субширотно-субмеридиональные структуры поднятия Геральда, ортогональный

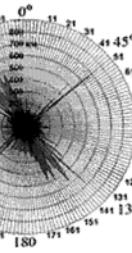
А НАПРАВЛЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДНА ЧУКОТСКОГО МОРЯ



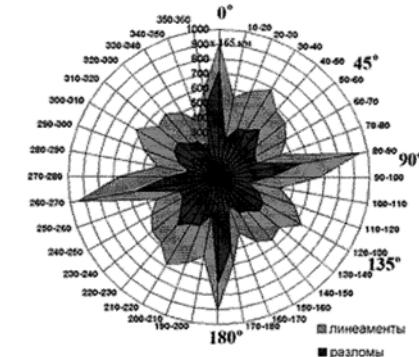
В направления разломов Баренцева моря



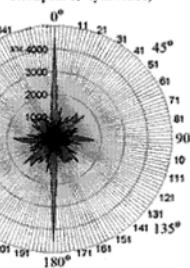
Г направления разломов моря Лаптевых



Б НАПРАВЛЕНИЯ ГЛАВНЫХ СИСТЕМ ГЛОБАЛЬНОЙ ДИЗЫОНКТИВНОЙ СЕТИ



Д направления линеаментов Восточно-Арктического шельфа России (включая моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское)



Розы-диаграммы направленности структурных сетей в арктических морях и общей направленности глобальной дизьюнктивной сети

блок о-ва Врангеля и т.д.) и юго-западную, где преобладают структуры диагональных направлений, соответствующие СЗ направлению чукотского берега и перпендикулярных ему разломов.

Сопоставление направленности сети линейных структур шельфа Чукотского моря с направленностью структурных сетей иных арктических морей показывает их серьезное сходство, особенно в части наличия и общей направленности диагональных систем, чередующихся с фиксированным шагом (см. рисунок [3, 4]). Отличия заключаются в подавленности в Баренцевом море (см. фрагмент В) и в море Лаптевых (см. фрагмент Г) ортогональной системы, хорошо проявленной в Чукотском море (с преобладанием субширотной системы – см. фрагмент А) и на всем Восточно-Арктическом шельфе России (с преобладанием субмеридиональной системы – см. фрагмент Д). Но эти отличия не противоречат

тому факту, что структурные планы всех этих регионов подчиняются единой системе 4-х главных направлений, являющейся глобальной [1, 2].

На розе-диаграмме главных систем глобальной дизъюнктивной сети (см. рисунок, фрагмент Б) [5] видны четыре главные системы планетарной трещиноватости – две ортогональные и две диагональные, направления которых соответствуют структурам в большинстве регионов Земли, и, в частности, на шельфе Чукотского моря.

Шаг линий через 100 и 50 км соответствует соответственно 5-му и 6-му порядковым уровням глобальной дизъюнктивной сети [5].

Таким образом, основу структурного плана шельфа Чукотского моря составляет глобальная дизъюнктивная сеть ротационного происхождения, господствующая на всей Земле [1, 2, 5], а сеть разломов Чукотского моря является ее фрагментом.

Литература

1. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. №5. С. 3–9.
2. Анохин В.М., Одесский И.А. Глобальная сеть линеаментов и её связь с разрывными нарушениями // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: в 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 12–16. (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Анохин В.М. Связь локальных нефтегазоносных структур шельфа Баренцева моря с сетью разрывных нарушений // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 6. С. 790–793.
4. Анохин В.М., Гусев Е.А. Разрывная тектоника зоны сочленения океанической и континентальной коры в море Лаптевых // Вестн. Том. ун-та. Т. 1, № 3. 2003. С. 21–23.
5. Anokhin V.M., Ivanova V.V., Odessky I.A. Statistical features of the lineament and fracture global network: Modelling Geohazards: IAMG Annual Conference Proceedings / J. Cubitt, J. Whalley (Eds.) University of Portsmouth, UK. 2003. September 7–12.
6. Grantz A., May S.D. Rifting history and structural development of the continental margin North of Alaska // Studies in continental margin geology. 1982. AAGP Mem. №34. P. 77–100.

Палеозойское рифообразование и тектоническая история окраины северо-востока Европейской платформы

Палеозойское рифообразование в доорогенной истории северо-востока Европейской платформы обособляется в три этапа, представляющих собой циклически построенный эволюционный тренд [1, 2].

Начальный *карадокско-раннеэмский этап* с разнообразными глобальными абиотическими и биотическими событиями [8] имеет наиболее сложную историю рифообразования. Первые изолированные рифы появились в конце раннего ашгилла на бровке крайне мелководного засоленного шельфа, трансформированного из карадокско-раннеашгильской терригенно-карбонатной рампы в результате проявления пассивного рифтинга Печорской плиты [3]. Они были приурочены к приподнятым блокам краевой части плиты, слагающим в современном западном склоне Севера Урала поперечные структуры [5]. В середине ашгилла рифы были выведены на поверхность и эродированы, а затем были затоплены в результате эвстатического поднятия уровня моря при таянии ледников Гондваны. После глобального поднятия уровня моря было резкое его падение, связанное с заключительной фазой позднеордовикского оледенения во время хирнанта, что выразилось в формировании экзогенных брекчий [6]. В позднехирнантское время рост рифов возобновился, но был прерван эвстатическим поднятием уровня моря на границе ордовика и силура.

Вновь рифы появились в тех же районах (но с некоторым смещением в восточном направлении) в конце среднего лландовери в результате трансформации после ранне-среднелландоверийского затопления терригенно-карбонатной рампы в платформу-шельф. Формировались уже рифовые комплексы с системой рифов-буగров и пэтч-рифов, которые выведены на поверхность, а затем затоплены в начале позднего лландовери. Возобновили рифы свой рост лишь в позднем венлоке, что связано с резким обмелением морского бассейна на границе лландовери–венлока вплоть до формирования коры выветривания (Хорейверская впадина), установленным по данным изотопии и конодонтам [10]. Устойчивое поднятие уровня моря в позднем венлоке определило формирование окраинно-шельфовых барьерных рифов до середины лудфордия, рост которых был прерван эвстатическим падением уровня моря, связанным с похолоданием [9]. Последующее резкое поднятие уровня моря привело к образованию и длительному существованию затопленной платформы-

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

рампы, и только в конце ложкова на окраине новообразованной платформы-шельфа возникли изолированные рифы. Зарифовый бассейн характеризовался участками интенсивного засолонения в конседиментационных впадинах, связанных с активизацией блоковых подвижек фундамента Печорской плиты вблизи границы силура и девона. И только в прагиене сформировалась в палеозое Урала система мощных барьерных рифов с узким шельфом, на котором преобладала терригенная седиментация, связанная с формированием каледонского орогенного пояса. Рост их был кратковременно прерван на границе прагиена и эмса предтактинской или предкарпинской региональной регрессией, а окончательно прекратился в середине эмса в результате резкого повышения уровня моря и накопления тонких карбонатно-терригенных илов по всей платформе.

В среднем девоне произошла структурная перестройка региона, обусловленная активизацией Печоро-Колвинской палеорифтовой зоны [3], и в пределах транзитной зоны платформы-рампы формировались терригенно-карбонатные отложения.

Второй *среднефранско-турнейский этап* рифообразования характеризуется тем, что рифовая экосистема из-за неустойчивого тектонического режима, обусловленного формированием Печорской системы прогибов, не достигала зрелой фазы. В результате, за исключением западных регионов с окраиной сохранившегося раннепалеозойского шельфа формировались преимущественно мощные микробиальные холмы, оконтуривавшие склоны изолированных мелководных карбонатных платформ среди относительно глубоководных аноксичных бассейнов расщепленного в результате рифтогенеза шельфа. Крупная региональная регрессия на границе турне и визе [4] привела к эрозии турнейской карбонатной платформы и прекращению рифообразования на втором этапе.

Завершающий третий *поздневизайско-раннепермский этап* рифообразования на северо-востоке Европейской платформы вновь характеризуется изменением структуры органогенных сооружений. На окраине новообразованного после «великой» визайской трансгрессии шельфа с засоленными участками внутреннего бассейна возникали небольшие метазойно-микробиальные рифы и микробиальные биогермы, существовавшие вплоть до предсреднекаменноугольного регионального перерыва. Возобновилось рифообразование в касимовское время, когда на окраине деградировавшего в результате формирования Предуральского краевого прогиба карбонатного шельфа стали развиваться изолированные и маломощные микробиально-водорослевые холмы, рост которых был кратковременно прерван подъемом уровня моря в середине позднего карбона. Затем на склонах деформированного карбонатного шельфа стали формироваться крупные скелетные холмы, отличительной осо-

бенностью каркасов которых было широкое распространение цементолитов. Резкий подъем уровня моря и усиливающееся терригенное осадконакопление со стороны формирующего складчатого сооружения Урала прервали рифообразование на окраине отступающей карбонатной платформы в позднесакмарское, а затем в артинское время на внутренней части окраины шельфа. Таким образом, рифообразование смещается на окраину формирующегося нового северо-западного шельфа, представленного в современном плане Северным Тиманом и п-овом Канин, северо-западом Хорейверской впадины и Баренцевоморским шельфом.

Литература

1. Антошина А.И., Елисеев А.И. Палеозойские рифы севера Урала и сопредельных областей // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Сыктывкар, 1988. С. 5–21. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 67).
2. Антошина А.И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
3. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
4. Рябинкина Н.Н. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности вицейского терригенного комплекса Печорского бассейна. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 103 с.
5. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеренбург: УИФ «Наука», 1994. 285 с.
6. Antoshkina A. Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals // Lethaia. 2008. V. 41. P. 163–171.
7. Caputo M.V. Ordovician-Silurian glaciation and global sea-level changes // Silurian cycles – Linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes / E. Landing, M.E. Johnson (Eds.). New York State Museum Bull. 1998. V. 491. P. 15–25.
8. Kaljo D., Martma T., Mannik P., Viira V. Implications of Gondvana glaciations in the Baltic Later Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity // Bull. de la Societe geologique de France. 2003. V. 174. P. 59–66.
9. Lehnert O., Eriksson M.J., Calner M. et al. Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian // Acta Palaeontol. Sinica, 2007. V. 46. P. 249–255.
10. Männik P., Martma T. Llandovery-Wenlock boundary in the Subpolar Urals // Ichthyolith Issues Special Publication. N6. Syktyvkar: Geoprint, 2000. P. 64–67.

Новые данные о возрасте осадочного чехла офиолитов Отрожнинской пластины Усть-Бельского террейна

Усть-Бельские горы находятся в излучение среднего течения р. Ана-дымырь. Район имеет сложное покровно-складчатое строение. Здесь выделяются Усть-Бельский и Алганский террейны. Первый принадлежит структурам Западно-Корякской, а второй, занимающий нижнее структурное положение, – Корякско-Камчатской складчатой области [2, 5]. В составе Усть-Бельского террейна выделяется несколько тектонических пластин, сложенных дезинтегрированными офиолитами и вмещающими их осадочными отложениями [1, 3, 4].

Наиболее полный разрез офиолитов и перекрывающих их образований слагает Отрожнинскую пластину. В основании пластины залегает серпентинитовый меланж с блоками гипербазитов, габбро, плагиогранитов, диабазов, родингитов, зеленых сланцев, а также терригенных пород нижележащей пластины (видимая мощность – 200 м). Выше расположены серпентинизированные дуниты и гарцбургиты мощностью 500–600 м [1] и амфиболизированные габбро и диабазы с реликтами гипербазитов мощностью 500–800 м [3]. Верхняя часть офиолитового разреза сложена вулканогенными породами, среди которых встречаются диабазы, базальты, долериты, гиалокластиты и лавобрекции. Состав вулканитов указывает на их образование в обстановке COX [4, 6].

Офиолиты перекрываются туфогенно-осадочными отложениями среднего девона – нижнего карбона [1]. Непосредственно на вулканитах залегают зеленовато-серые, темно-серые или пестроокрашенные ритмичного строения туфогенно-осадочные породы псаммитовой и пелитовой размерностей мощностью от первых метров до 50–80 м (пачка 1). Выше по разрезу расположены: (пачка 2) песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы с горизонтами конгломератов и тонкими прослоями известняков; (пачка 3) терригенные породы с многочисленными телами известняков. По фауне вмещающие породы общей мощностью 400–600 м относятся к среднему и верхнему девону [1, 3]. По находкам *Favosites cf. multitubulatus* Janit. и *F. cf. kolymensis* Tchern., нижние части разреза датировались эйфельским ярусом. Верхняя часть осадочного чехла офиолитов сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, известняками, горизонтами туфов нижнего карбона [1, 3].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Университет г. Хиросима, Япония

Тела известняков с девонской фауной обнажаются в виде отдельных глыб, занимающих достаточно определенное стратиграфическое положение. По простиранию состав глыб меняется от органогенно-обломочных известняков рифогенного облика до отчетливо слоистых плитчатых разностей нередко смятых в складки. Полевые наблюдения показывают, что относительно природы известняков могут быть разные точки зрения. Возможно, они слагают тектонически растащенные (будинированные) горизонты, о чем свидетельствуют очертания тел и характер деформаций. Нельзя исключать и переотложенную природу известняков. Причем в одном варианте это могли быть подводно-оползневые тела в более молодом цементе, а в другом – тела в одновозрастном цементе, сползшие в более глубоководные осадки. К сожалению, данных о возрасте терригенных пород, непосредственно окружающих тела известняков, нет. Присутствие выше по разрезу более молодой раннекаменноугольной фауны и ниже по разрезу более древней верхнедевонской противоречит предположению о большой разнице в возрасте глыб известняков и вмещающих пород.

Для выяснения возраста офиолитов и природы тел известняков были отобраны пробы на микрофауну как по разрезу, начиная от нижних слоев перекрывающих офиолиты, так и по простиранию из разных глыб известняков.

На юго-западном склоне горы Отражная в «базальных» слоях (стратиграфический контакт не наблюдался) осадочного разреза из зеленовато-серых туфогенных кремнистых пород были выделены конодонты *Ancyrodella* sp. и *Palmatolepis* sp. (обр. 111/1), указывающие на франкский ярус верхнего девона.

Выше по разрезу (пачка 2, см. выше) из линзы известняков (обр. 111/3) были выделены конодонты *Pandorinellina* cf. *boucoti* (Klap.), *P. exigua philipi* (Klap.), *P. steinhornensis* (Zeigl.), *Amidrotaxis jonsoni* (Klap.), *Ozarcodina* sp., *Pelekygnathus* sp., характерные для верхней части лоховского – эмского ярусов. Эти формы являются переотложенными, поскольку в этом же образцы были определены *Palmatolepis* франкского яруса.

В известковистых песчаниках (обр. 111/6) цемента конгломерата (низы пачки 2) были выделены *Palmatolepis orepida* Sanh., *P. cf. circularis* Szul., *P. sp.*, указывающие на фаменский ярус. Обломок известняка из этих же конгломеротов (обр. 111/7) содержит *Palmatolepis perfolata* Klr. et Bassl. тоже фаменского яруса.

В конгломератах верхней части пачки 2 (обр. 111/9) из гальки известняков были определены *Bispatherodus stabilis* (Br. et Mehl), встречающиеся в диапазоне от верхнего фамена до турнейского яруса карбона. Здесь же были найдены переотложенные нижнесилурийские формы *Pseudooneotodus bicornis* Drygant.

В глыбах известняков пачки 3 конодонты не были обнаружены, а во вмещающих их песчаниках встречаются зубы и пластинки рыб, возможно, девонского возраста.

Выводы

1. Контакт офиолитов и перекрывающих их отложений на большей части тектонический, поскольку с вулканогенной толщой офиолитового разреза непосредственно соприкасаются разные в литологическом отношении породы осадочного чехла. Нахождение в нижней части разреза кораллов эйфельского яруса [1], а на юго-западном склоне горы Отражная конодонтов франкского яруса подтверждает тектоническую природу контакта.

2. В позднем девоне происходил интенсивный размыв и переотложение более древних раннедевонских и силурийских осадков. При этом источник этих пород остается неизвестным, поскольку в регионе нет отложений данного возраста.

3. В составе вулканогенной части офиолитового разреза содержится много пирокластических разностей. Количественные соотношения трудно определить, поскольку при существующей обнаженности часто трудно отличить деформированные и катализированные лавы от пирокластических пород. Следует отметить туфогенный характер кремнистых пород, наличие непосредственно перекрывающих вулканиты пачек тонкого чередования туфогенно-осадочных пород псаммитовой, алевритистой и пелитовой размерностей, которые не типичны для океанского кремне- и осадконакопления. В связи с этим нельзя исключать возможность образования офиолитов Отражнинской пластины в надсубдукционной или во внутривулканической обстановке. Для выяснения геодинамической обстановки необходимы новые геохимические исследования.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00547), программы ОНЗ РАН, НШ-3172.2008.5 (госконтракт 02.515.12.0014).

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Марков М.С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
3. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
4. Паланджян С.А. Типизация мантийных перidotитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
5. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

6. *Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolite complexes and associated rocks in the Ust-Belaya Mountains and Algan Ridge, Koryak Highland, Russian Far East // U.S. Geol. Survey Open-File Report, OF 92-20 I. 1996. 7 p.*

Е.В. Артюшков¹, В.А. Поселов²

Континентальная кора в глубоководных впадинах на северо-востоке Российского сектора Арктики

В этой обширной области, где глубина воды достигает 3–4 км, расположены хребет Ломоносова и поднятие Менделеева, между которыми находятся котловины Макарова и Подводников. Природа земной коры здесь является дискуссионной. Средняя толщина океанической коры составляет 7 км, и выраженный гранитный слой в ней отсутствует. В рассматриваемой области кора имеет толщину ~15–30 км, а в ее верхней части, под осадками, скорости продольных волн характерны для пород гранитного состава [1 и др.]. Поэтому земную кору в указанных структурах можно отнести к континентальному типу. Внутри океанов встречаются, однако, отдельные глубоководные области, где земная кора также имеет высокую мощность, до 20–30 км и более, и, судя по сейсмическим данным, она включает гранитный слой значительной толщины. Сюда относятся плато Онтонг-Джава и Манихики в Тихом океане, поднятие Альфа в канадском секторе Северного Ледовитого океана, северная часть плато Кергелен в Индийском океане и ряд других структур. Так, на плато Онтонг-Джава толщина коры достигает 30 км, при толщине гранитного слоя до 5–6 км [2]. Обычно предполагается, что такие структуры формировались внутри океанов вблизи осей спрединга при выплавлении больших масс корового материала на горячих пятнах над крупными мантийными плутонами [3]. Их современным аналогом считается горячее пятно Исландии. Кору подобных структур относят к океаническому типу, но ее природа остается еще не вполне ясной [4].

Горячее пятно располагается выше уровня океана до тех пор, пока под ним залегает мощный слой аномально нагретого вещества плутона и на поверхности проявляется интенсивный вулканализм. После прекращения притока из глубины вещества плутона, в дрейфующей литосферной

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

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

плите происходит охлаждение коры и мантии до глубины ~ 100 км. Оно сопровождается термоупругим сжатием этих слоев, что приводит к погружению коры. Погружение развивается во времени t по тому же закону, что и погружение океанической коры, образовавшейся на оси спрединга [5, 6]. На горячих пятнах, вначале находившихся вблизи уровня моря, погружение продолжается в течение времени $t_0 \sim 80$ млн лет, после чего достигается конечная глубина воды $h_{\text{в}0} \sim 2\text{--}3$ км. На основной части указанного периода времени глубина воды $h_{\text{в}}$ хорошо описывается соотношением $h_{\text{в}} = h_{\text{в}0}(t/t_0)^{1/2}$. Соответствующая кривая изменения во времени глубины моря показана на рисунке. Погружение коры на остывающем горячем пятне вначале развивается быстро, а затем сильно замедляется.

В рассматриваемой части Российского сектора Арктики погружение развивалось совершенно иным образом. Так, на хребте Ломоносова при глубоководном бурении (экспедиция ACEX-302) [7] была достигнута позднемеловая кора выветривания, на которой несогласно залегают осадки верхнего палеоценена [7, 8]. Коры выветривания обычно образуются за десятки миллионов лет на относительно небольших абсолютных высотах. С конца мела началось медленное погружение, и к позднему олигоцену (за период от 55 до 25 млн лет) на хребте накопилось около 200 м мелководных осадков. Таким образом, главными событиями в пробуренном разрезе являются продолжительная эпоха мелководного осадконакопления между поздним палеоценом и ранним миоценом (или поздним олигоценом) и последующее быстрое погружение коры с образованием глубоководного бассейна.

В отсутствие осадков в условиях изостатического равновесия глубина моря достигла бы ~ 100 м. Погружение коры, которое имело бы место с конца мела и до позднего олигоцена в присутствии только водной нагрузки, схематически показано на рисунке. В позднем олигоцене мелководные осадки на хребте резко сменились глубоководными отложениями. Как точно развивалось погружение с этого времени, неизвестно, но к настоящему моменту глубина моря в районе скважины достигла ~ 1400 м.

Смена в позднем олигоцене мелководных осадков глубоководными привела к образованию выраженного несогласия, прослеживающегося по всему хребту Ломоносова. Это указывает на то, что в позднем олигоцене весь хребет, располагавшийся на уровне мелководного шельфа, испытал быстрое погружение. В результате к настоящему времени на его склонах глубина воды достигла 2–3 км. Как следует из рисунка, такое развитие движений коры, включающее длительную fazу медленного погружения с последующим быстрым погружением, прямо противоположно развитию погружения океанической коры на горячем пятне, потерявшем свою активность (см. рисунок). В последнем случае должно

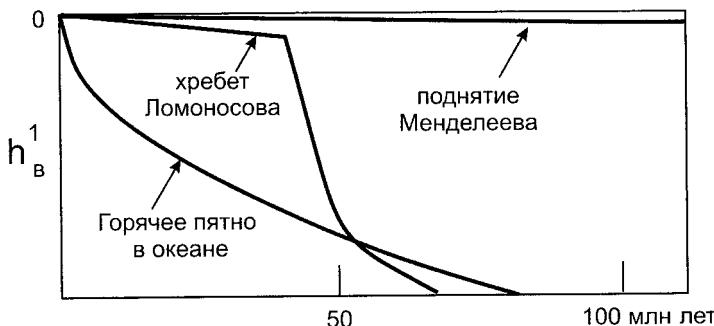


Рис. 1. Кривая изменения во времени глубины воды на остивающем горячем пятне на океанической коре и схематический вид изменения глубины воды на хребте Ломоносова и поднятии Менделеева согласно данным бурения и драгирования

наблюдаются быстрое погружение в начальной фазе с его последующим сильным замедлением. Это исключает океаническую природу коры на хребте Ломоносова и указывает на то, что он подстилается корой континентального типа.

Драгирование на крутых склонах поднятия Менделеева показало, что с верхнего силура по раннюю пермь здесь в отсутствие вулканизма происходило очень медленное погружение коры. В результате в крайне мелководных условиях накопилось 400–500 м доломитов, известняков, песков и аргиллитов. Это означает, что в течение ~190 млн лет поднятие Менделеева почти не погружалось и располагалось на малой глубине вблизи уровня моря. Для потерявшего активность горячего пятна на океанической коре такая ситуация абсолютно исключена. За 100 млн лет при слабом осадконакоплении оно погрузилось бы до глубины ~2 км. В дальнейшем поднятие оставалось вблизи уровня моря вплоть до позднего олигоцена. В это время здесь, как и на хребте Ломоносова, произошло быстрое погружение с резкой сменой мелководных отложений глубоководными.

Позднеолигоценовое несогласие, указывающее на быструю смену мелководных осадков глубоководными, прослеживается с хребта Ломоносова на восток в котловины Макарова и Подводников. Быстрое погружение в этих областях свидетельствует о том, что в них также залегает кора континентального типа. Таким образом, весь рассматриваемый регион подстилается корой континентального типа. Быстрые погружения континентальной коры происходят при инфильтрации в нее активного флюида из небольших мантийных плумов [9 и др.]. В присутствии флюида резко ускоряется метаморфизм в нижней коре с образованием

из габбро более плотных гранатовых гранулитов и эклогитов. С этим явлением было связано образование глубоководных впадин на северо-востоке Российского сектора Арктики.

Быстрые погружения коры являются характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов. Поэтому можно с большой вероятностью ожидать, что в рассматриваемой области сосредоточены крупные ресурсы нефти и газа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65197, а также программ 1, 6 и 14 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Поселов В.А., Грамберг И.С., Мурзин Р.Р. и др.* Структура и границы континентальной и океанической литосферы Арктического бассейна // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 121–133.
2. *Gladchenko T.P., Coffin M.F., Eldholm O.* Crustal structure of the Ontong Java Plateau: Modeling of new gravity and existing seismic data // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 22711–22729.
3. *Forsyth D.A., Asudeh I., Green A.G., Jackson H.R.* Crustal structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // Nature. 1986. V. 322. P. 349–352.
4. *Taylor B.* The single largest oceanic plateau: Ontong Java – Manihiki – Hikurangi // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 372–380.
5. *Watts A.B.* Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge, 2001. 458 p.
6. *Coffin M.F.* Emplacement and subsidence of Indian Ocean Plateaus and submarine ridges // Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monograph 70. Amer. Geophys. Union. 1992. P. 115–125.
7. *Backman J., Moran K., McInarou D.B. et al.* Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. 169 p.
8. *Ким Б.И., Глезер З.И.* Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 61–83.
9. *Артошков Е.В.* Образование Южно-Каспийской впадины в результате фазовых переходов в нижней части континентальной коры // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1289–1306.

Геохимия осадконакопления в Чукотском море и примыкающем секторе Арктического бассейна: химическая типизация, роль биоседиментации, влияние эндогенной активности

Геохимия современного осадконакопления в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях имеет много специфических черт, обусловленных климатом региона. Оно осуществляется в условиях поступления с суши терригенного материала, сформированного при минимальном участии процессов химического выветривания [9]. Наибольшие различия в химическом составе формирующихся осадков в этом случае определяются разделением терригенного вещества по гранулометрическому составу, когда образуются песчано-алевритовые осадки, сложенные преимущественно обломочными терригенными компонентами, которые обогащены кремнием, и пелитовые осадки, сложенные преимущественно глинистыми минералами, которые обогащены Al, K, Mg, Fe [1, 9].

Биогенное осадконакопление наиболее заметно проявляется в южной части Чукотского моря. Здесь осадки в заметных количествах содержат кремнистые остатки диатомей (до 12 % аморфного, в данном случае биогенного, кремнезема) и соответственно обогащены органическим углеродом (рис. 1). Терригенная геохимическая зональность осадконакопления хорошо проявляется в распределении кремния и алюминия. В распределении железа и особенно марганца, сказывается существование каких-то специфических условий на отдельных участках морского дна. Обычное для морских отложений обогащение железом тонкозернистых осадков по сравнению с песчаными также проявляется, но оно имеет подчиненное значение. В распределении кальция и частично магния сказывается обогащение осадков Чукотского плато и хребта Норсвинд биогенными карбонатами. Большинство микроэлементов (Co, Cr, Cu, Ni, Pb, V, Zn, Zr, Hg) накапливаются преимущественно в тонкозернистых осадках, содержащих возможные компоненты концентраторы – тонкодисперсные глинистые минералы, органическое вещество, гидроксиды железа и марганца, тонкодисперсные сульфиды железа.

Результаты изучения химического состава осадков Чукотского моря и его математической обработки с использованием методов многоком-

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

² Университет Тончжи, Шанхай, КНР

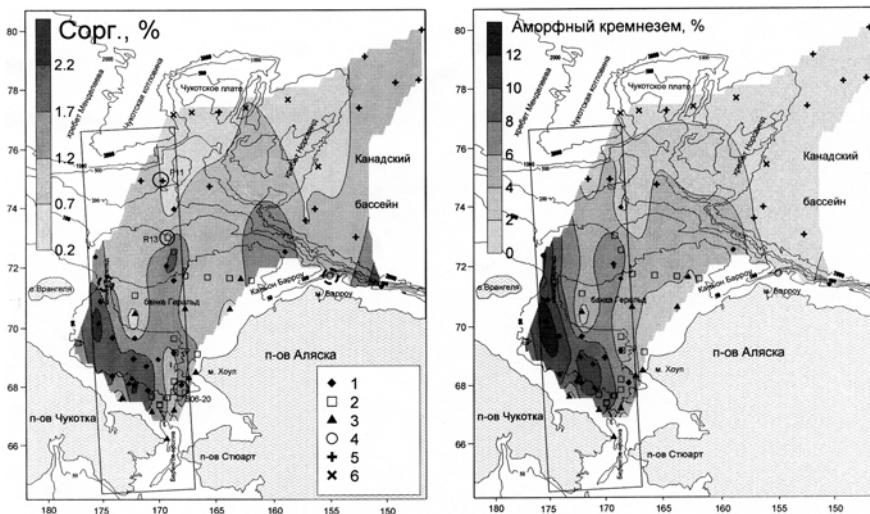


Рис. 1. Содержание биогенных элементов в донных осадках Чукотского моря и примыкающего сектора Арктического бассейна.

Прямоугольником выделена грабен-рифтовая система Чукотского моря [4], где по геологическим [3, 6] и литохимическим данным предполагается и наиболее высокая современная геодинамическая активность. Кружками обведены пробы кластера 4 (штриховой контур) и «аномальные» пробы. 1–6 – пробы кластеров от первого до шестого, соответственно

понентной статистики позволили обосновать почти исключительно терригенный характер осадконакопления. На отдельных участках оно основано накоплением биогенного кремнистого или карбонатного материала, а также хемогенным накоплением марганца и железа. В наиболее компактном виде это может быть представлено на факторной диаграмме в пространстве первых двух Q-факторов (рис. 2), объединяющей результаты Q-факторного и кластерного анализов. На ней точки кластеров 1–3 и 5 образуют фигуру, почти точно очерчивающую теоретическую параболу, соответствующую 100 % суммы факторных нагрузок 1 и 2 факторов, значения которых определяются главным образом соотношениями содержаний Si, Al, Fe (таблица). Отрицательная по значениям 2 фактора ветвь этой параболы образована точками, соответствующими пробам песчано-алевритовых осадков (кластер 3). Положительная ветвь образована глинистыми осадками кластера 5. Вершину образуют пробы смешанных песчано-алеврито-глинистых осадков (кластеры 1 и 2). Помимо указанных кластеров терригенных и кремнисто-терригенных осадков выделяются еще два кластера и отдельные «аномальные» пробы существо-

Химический состав (в %) донных осадков Чукотского моря
и прилегающей части Северного Ледовитого океана

Элемент	Кластер					
	1	2	3	4	5	6
Si	28,51	31,43	36,11	27,69	24,76	23,24
Ti	0,42	0,38	0,28	0,32	0,46	0,39
Al	6,31	5,96	4,34	5,24	8,50	7,29
Fe	4,11	3,49	2,17	9,21	5,51	4,84
Mg	1,51	1,28	0,77	1,56	1,74	2,11
Ca	1,59	1,38	1,26	1,53	1,19	4,27
Mn	0,028	0,027	0,015	0,243	0,528	0,612
Ba, 10 ⁻⁴	788	691	733	704	793	606
Co, 10 ⁻⁴	14	13	9	21	52	87
Cr, 10 ⁻⁴	74	60	36	68	94	75
Cu, 10 ⁻⁴	22	18	12	21	46	52
La, 10 ⁻⁴	28	27	23	29	39	35
Ni, 10 ⁻⁴	26	25	19	26	76	83
Pb, 10 ⁻⁴	10	8	5	15	11	12
Sr, 10 ⁻⁴	195	193	178	230	177	229
V, 10 ⁻⁴	119	97	64	118	165	141
Y, 10 ⁻⁴	22	20	16	25	29	27
Yb, 10 ⁻⁴	2	2	3	3	3	3
Zn, 10 ⁻⁴	106*	80	49	105	136	116
Zr, 10 ⁻⁴	89	81	60	108	115	105
Hg, 10 ⁻⁷	39	32	22	36	63	62
SiO ₂ ам.	8,58	5,40	2,53	4,88	1,62	1,06
C _{опр.}	1,71	1,24	0,50	1,01	0,80	0,47

* Без учета аномальных содержаний в пробах каньона Геральд.

ственной примесью осадочного материала иного генезиса (рис. 2). Осадки кластера 6 содержат карбонатные остатки бентосных фораминифер, что проявляется в обогащении их кальцием и магнием и в повышенных значениях третьего Q-фактора. В пробах кластера 4 и «аномальных» пробах Р11 и Р13 с внешнего шельфа отмечены максимальные содержания марганца и железа. В них также выявлены максимальные содержания ртути, повышенные цинка, никеля, ванадия.

Указанные особенности химического состава и аутигенной минерализации «аномальных» проб и проб кластера 4 характерны для отложений, сформированных в районах высокой геодинамической активности при поставке эндогенных флюидов в придонные воды и донные осадки [1, 5, 7, 8]. Территориально выделяемый район повышенной современ-

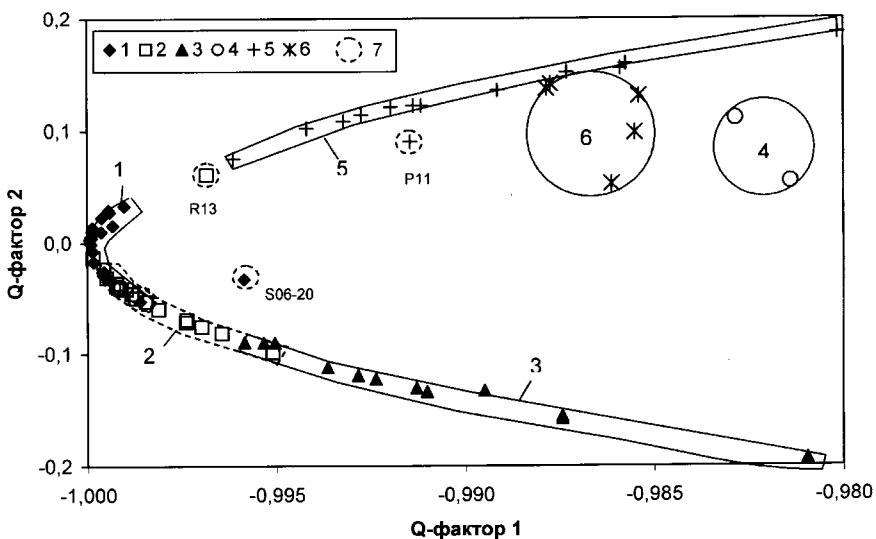


Рис. 2. Диаграмма в пространстве первого и второго Q-факторов для проб донных осадков Чукотского моря и прилегающей части Северного Ледовитого океана.

1–6 – пробы кластеров от первого до шестого, соответственно; 7 – «аномальные пробы»

ной геодинамической активности в Чукотском море (см. рис. 1) совпадает с мезозойской грабен-рифтовой системой [4].

Повышенная продуктивность первичного фитопланктона и интенсивное накопление биогенных элементов в юго-западной части района могут быть обусловлены различными причинами: увеличение биопродуктивности в зоне смешения относительно теплых тихоокеанских вод и богатых нутриентами вод, поступающих из Восточно-Сибирского моря через пролив Лонга [10]; более теплые воды и отсутствие льдов весь летне-осенний период; привнос эндогенными источниками в морские воды веществ, стимулирующих продуктивность фитопланктона (кремний, метан, железо).

Литература

1. Астахов А.С. Литохимия осадков материковой окраины востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 240 с.
2. Лейн А.Ю., Савичев А.С., Рusanov И.И. и др. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полез. ископаемые. 2007. №3. С. 247–266.
3. Чешко А.Л., Дубинина Е.О., Вакин Е.А. и др. Первые данные об изотопном составе водорода и кислорода в термоминеральных водах Восточной Чукотки // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 5. С. 676–680.

4. Шипилов Э.В. О грабен-рифтовой системе Чукотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №10. С. 96–107.
5. Boström K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments // Chem. Geol. 1973. V. 11, № 2. P. 123–148.
6. Geology and mineral resources of Russia shelves (atlas) / M.N. Alekseev (Ed.). Moscow: GEOS, 2002.
7. Kurian S., Nagender Nath B., Ramaswamy V. et al. Possible detrital, diagenetic and hydrothermal sources for Holocene sediments of the Andaman backarc basin // Marine Geology. 2008. V. 247. P. 178–193.
8. McMurtry G.M., De Carlo E.H., Kee Hyun Kim. Accumulation rates, chemical portioning, and *Q-mode* factor analysis of metalliferous sediments from the North Fiji Basin // Marine Geology. 1991. V. 98. P. 271–295.
9. Nesbitt H.W., Young G.M. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy // Sedimentology. 1996. V. 43. N 2. P. 341–358.
10. Semiletov I., Dudarev O., Luchin V. et al. The East-Siberian Sea as a transition zone between the Pacific origin water and local shelf water // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 10. P. L10614.

В.И. Астахов¹

Эпидермальная тектоника на Оби и ее историко-геологическое значение

Полоса альпинотипных деформаций палеогеновых пород, не свойственных платформенному чехлу, вскрывается в правом обрыве Нижней Оби между речками Большой Атлым и Большой Леушинской. Эта широкая (до 25 км в поперечнике) зона давно фрагментарно описывалась в качестве Малоатльмских дислокаций. Бурением и сейсморазведкой установлено затухание дислокаций на глубине, отчего большинство геологов считали их результатом гляциотектонических смещений верхней части слабоконсолидированного чехла. Р.Б. Крапивнер (1986) предложил идею складчатости нагнетания вдоль глубинного сдвига. Наиболее полный профиль приведен В.Д. Наливкиным (1960), который установил серию складок изгиба, осложненных небольшими взбросами. Но у него не хватило данных для уверенного заключения о происхождении дислокаций.

В середине 1980-х годов мне пришлось делать структурную съемку этой зоны. Пикеты и главные контакты привязывались с помощью сплош-

¹ Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

ного фотографирования береговых обрывов с катера. Измерения в обнаружениях увязаны с разрезами колонковых скважин ниже уреза воды (рис. 1). Полученный детальный профиль длиной 19 км выявил множество до того неизвестных структурных форм. В первую очередь бросается в глаза однообразный западный наклон почти всех структурных элементов при возрастании углов падения и общей напряженности деформаций вверх по течению Оби, т.е. к востоку. Выяснилось, что кроме отмеченных предшественниками пологих гармонических складок изгиба, осложненных мелкими сбросами и взбросами, к востоку появляется все больше опрокинутых складок волочения с многочисленными листрическими надвигами вязкого типа. Еще выше по течению Оби и по разрезу локальные надвиги становятся чаще и положе, приобретая лыжеобразную форму. Между ними появляются плоские диапиры тавдинских морских глин, также наклоненные к западу. Кроме того, в систему деформаций местами вовлечены плейстоценовые морены с песчаными отторженцами.

Максимальной напряженности и субвертикальных углов падения деформация достигает в восточном конце профиля. За р. Тощманкой (67° в.д.) зона линейной складчатости внезапно кончается, а далее речные обрывы сложены горизонтально наслоенными олигоцен-нижнемиоценовыми песками и алевролитами с покрышкой из четвертичных песков и диамиктов мощностью до 12 м. Следы горизонтального течения в виде зеркал скольжения в тавдинских глинах по скважинам прослежены до глубины 310 м от уреза Оби, а ниже слои плитного комплекса не нарушены. С учетом высоты обнаженных обрывов мощность всей дислокационной зоны достигает 400 м.

Для понимания природы деформаций наиболее важны различия их стиля в свитах разного состава. В современном состоянии наиболее механически прочны морские монтмориллонитовые глины с прослойями твердого сидерита (тавдинская свита, верхний эоцен – нижний олигоцен). Далее идут средне-верхнеолигоценовые тонкослоистые алевролиты туртасской свиты и нижнемиоценовые алеворититы абрасимовской свиты, затем новомихайловские пески с прослойями алевроглин и лигнитов и, наконец, рыхлые белые пески атлымской свиты. Однако деформационные стили образуют совсем другой ряд. Атлымские пески демонстрируют преобладание дизъюнкций, включая хрупкие надвиги и «щепки» меланжа, а местами и брекчию трения. В новомихайловской свите добавляются мелкие дисгармоничные складки по прослоям глин и лигнитов. Для туртасской и абрасимовской свит характерны вязкие надвиги и пликативные деформации, включающие лежачие складки волочения и мелкую гофрировку. Минимальную компетентность демонстрируют зеленые глины тавдинской свиты, образующие кластические дайки и иногда силлы в песчан-

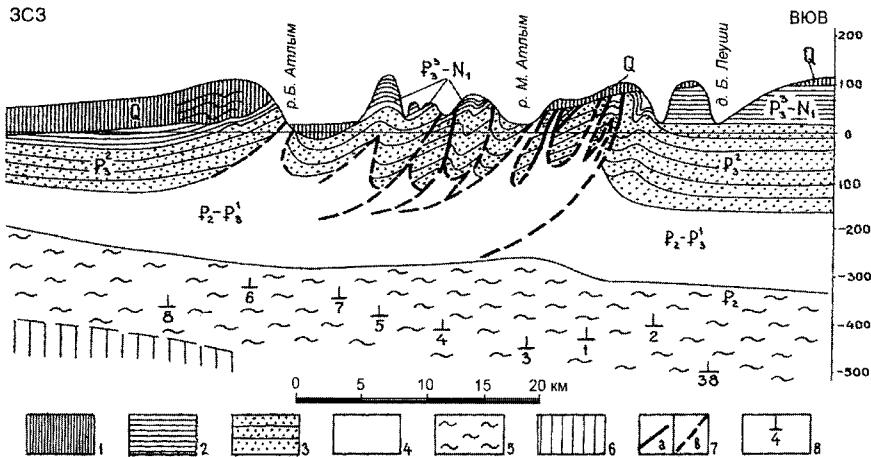


Рис. 1. Геологический профиль вдоль правого берега Оби у пос. Малый Аттым
 1–3 – континентальные отложения: 1 – плейстоценовые пески и диамиты, 2 – алевроглинистые ритмы тургасской свиты верхнего олигоцена и абросимовской свиты нижнего миоцена, 3 – среднеолигоценовые пески с прослойями глин и лигнитов (аттымская и новомихайловская свиты); 4–6 – морские отложения: 4 – тавдинские глины с прослойями сидерита, верхний эоцен – нижний олигоцен, 5 – эоценовые диатомиты, 6 – палеоценовые глины; 7 – разрывы: а – наблюденные, б – построенные; 8 – забой скважины Главтюменьгеологии и ее номер

ном олигоцене. В таких холодных инъекциях первичная слоистость замещена флюидальной плойчатостью динамометаморфического облика с будинированными прослойями сидерита. Все породы несут следы горизонтального сжатия, усиливающегося к востоку (см. рис. 1). Вполне очевидно, что в процессе нагнетания активным слоем являлись тавдинские глины, а пассивные свиты покрышки часто давали хрупкие деформации. Горизонтальное катакластическое течение морских глин проявлено не только в флюидальных структурах и пропыкании песчано-алевролитовой крыши, но и в общем увеличении мощности тавдинской свиты к востоку.

Различия деформационных стилей проще всего объясняются тем, что в процессе деформации все породы находились в вечномерзлом состоянии. В таких условиях наиболее компетентными становились твердо-мерзлые пески, в то время как льдистые глины, как известно из экспериментальных данных [Цытович, 1973], сохраняли воду в жидкой фазе и реагировали на нагрузку пластическим течением. Выдержанное простиранье и ритмическая повторяемость структурных плоскостей с увеличением их крутизны как к востоку, так и вверх по разрезу не поддаются объяснению глубинной тектоникой. Общий характер аттымской зоны

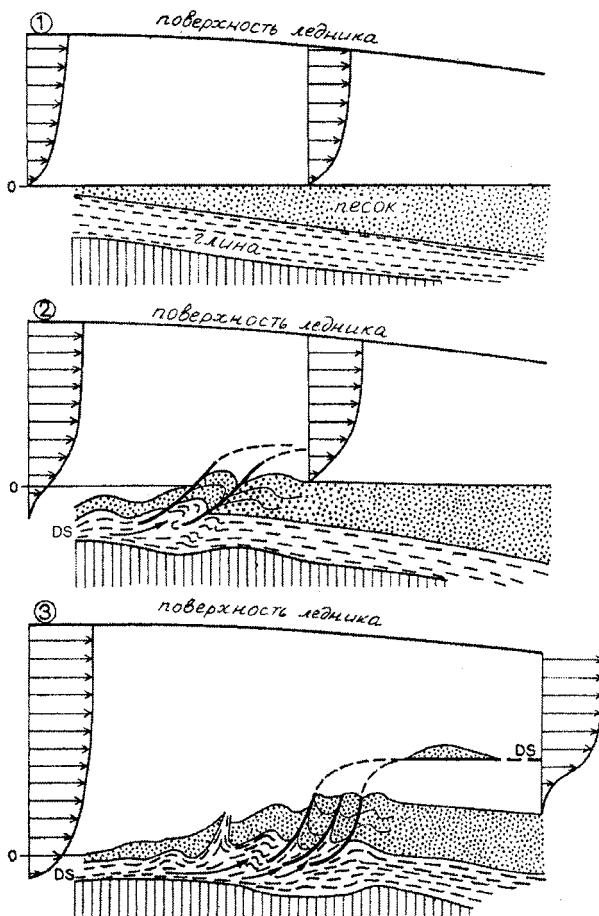


Рис. 2. Модель деформирования и эрозии мерзлого ледникового ложа в Западной Сибири

Стадии 1–3 иллюстрируют события при наступлении и утолщении покровного ледника. Параллельные стрелки изображают вертикальное распределение суммарных скоростей в системе лед/вечная мерзлота. DS – динамическая подошва ледника

линейной складчатости с обилием чешуйчато-надвиговых и диапировых структур (см. рис. 1) аналогичен хорошо изученным гляциотектоническим сооружениям скибового типа в Белоруссии, Северной Европе, Америке [Левков, 1980].

В то же время, уникальная мощность дислоцированной толщи пород, видимо, исключает деформацию у тонкого края ледника. Необходимо

допустить деформирование под давлением льда толщиной более 1 км с тангенциальным напряжением, вызванным продольной разницей мощностей льда. Скольжение холодного ледника с сухой примороженной подошвой затруднительно, а горизонтальный стресс должен разгружаться либо внутриледниковыми срывами, либо, как в данном случае, катастрофическим течением глинистого субстрата. Последний служил динамической подошвой ледника при не слишком большой мощности компетентной крыши (рис. 2).

Решающую роль играло моноклинальное погружение палеогеновых толщ к востоку, обеспечившее медленное нарастание мощности надтавдинских песчано-алевролитовых толщ вниз по течению льда. Сперва ледник наступал по многолетнемерзлым породам с сопротивлением сдвигу, достаточным для того, чтобы выдержать ледник умеренной мощности. По мере увеличения толщины льда (стадия 2 на рис. 2), порог сопротивления сдвигу вначале преодолевался в глубже залегающих глинистых толщах. При этом динамическая подошва ледника (зона максимальных смещений) расщеплялась и часть поступательного движения ледника транслировалась в мерзлую глину, которая деформируется быстрее льда. Над вздутиями глины выше по течению менее мощные мерзлые пески и алевролиты покрышки сминались и раскалывались, а ниже по течению ледника они с увеличением своей мощности образовали компетентный барьер для потока глин (рис. 1). Дальнейшее движение льда к юго-востоку осуществлялось уже по субгоризонтальным плоскостям срыва внутри самого ледника (3 на рис. 2), по которым скользили на большие расстояния отторгнутые пластины песков и алевролитов. Скорее всего, путем глубокой гляциотектонической эрозии в плейстоцене была уничтожена большая часть третичных пород на севере Западной Сибири, на Гыдане – вплоть до меловых толщ.

**А.С. Балуев¹, В.А. Журавлев², Е.С. Пржиялговский¹,
Е.Н. Терехов¹, Н.В. Шаров³**

Тектоника и глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий

Район акватории Белого моря расположен в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), на восточном склоне Балтийского щита, перекрытого осадочным чехлом, в состав которого входят рифейские, верхневендинские, средне-верхнепалеозойские породы и четвертичные отложения. Северо-восточная периферия ВЕП с фундаментом раннедокембрийской консолидации включает нефтегазоносные Тимано-Печорский бассейн и Баренцевоморский шельф (в частности, зону сочленения Балтийского щита с Баренцевоморской плитой). С севера и северо-востока к ВЕП в пределах акватории Баренцева и Белого морей по единому конвергентному шву примыкают Свальбардская (Баренцевоморская) плита с фундаментом гренвильской (900–950 млн лет) консолидации и Тимано-Печорская плита с более молодым байкальским (600 млн лет) складчатым фундаментом, который выступает на поверхность на полуостровах Канин и Рыбачий. Этот фронтальный надвиг свидетельствует о тех коллизионных событиях, которые произошли вдоль северной и северо-восточной окраин Восточно-Европейского кратона в результате присоединения к ней в позднем венде – раннем кембрии композитного континента Арктиды, включавшего в себя наряду с Тимано-Печорским террейном Свальбардскую плиту и другие более мелкие терреины. Их фундамент в пределах акватории Баренцева и северной части Белого моря перекрыт чехлом, включающим отложения палеозоя и мезозоя.

В рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, погружающихся от Белого моря к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы, получивших название рифтовой системы Белого моря (РСБМ). Она заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании, пережила активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Традиционно этот регион рассматривался как область развития континентального рифтогенеза в рифее, ко-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; e-mail: baluev@ilran.ru

² ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ), Мурманск; e-mail: vitalyzh@mage.ru

³ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия; sharov@krc.karelia.ru

торый предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы и Тимано-Печорского бассейна. Субпараллельные палеорифтовые зоны северо-западного простирания (Онежско-Кандалакшская, Керецко-Пинежская, Лешуконская и Баренцевоморская), расположенные вдоль северо-восточной границы Восточно-Европейской платформы, рассматриваются нами [1] как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифе при распаде древнего суперконтинента Палеопангеи.

Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время. Сам палеорифт, в свою очередь, был заложен вдоль оси древнего Лапландско-Беломорского подвижного пояса.

Несмотря на то что Белое море является единственным и полностью внутренним морем России, геологическая изученность его до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в 2003–2004 гг. бассейне Белого моря ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) были выполнены комплексные геофизические исследования, которые значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигала 3–3,5 км, то данные последних сейсмических исследований МОВ ОГТ в акватории Белого моря определяют эту глубину уже до 8 км [2, 3], что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. То же касается и глубины залегания кристаллического фундамента в грабенах РСБМ в пределах Мезенской синеклизы, где эти глубины достигают 8–10 км и более [4]. На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб [2]. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты – это наличие сегментов (каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью), разделенных межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации.

Согласно этим же данным, небольшой по размерам (18–20 км) Чапомский грабен, расположенный на юго-восточном побережье Кольско-

го полуострова, является реликтом северо-западного окончания Лешуконского палеорифта [5]. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло, зафиксировал к ЮВ от грабена его продолжение, представляющее собой погружение фундамента более чем на 1,5 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ. Таким образом, согласно новым данным, Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь одним из сегментов палеорифтовой системы Белого моря. На Кольском полуострове, который является высокоподнятым блоком фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения. В связи с выше сказанным эту рифтовую структуру предлагается называть **Чапомско-Лешуконским палеорифтом**.

Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами значительно дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов, и иногда даже структуры надвигового характера, которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид.

Земная кора Беломорского региона имеет трехслойное строение с отражающими горизонтальными границами K_1 и K_2 и отделена от верхней мантии границей М со скоростью 8,0–8,2 км/с. Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13–15 км на юге–востоке Кольского полуострова и в отдельных частях Белого моря, а также северной части Архангельской области. В остальной части мощность верхней коры изменяется от 17 до 20 км. Граница K_2 описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту K_1 . Локальный подъем этой границы до 18–20 км отмечается в районе геотраверса АР-3 в Белом море и под Мезенской структурой, до 25 км на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28–30 км в других частях региона.

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур Беломорья выразилась, в основном, во внутриплитном магматизме, проявления которого представлены роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в

том числе и кимберлитового состава, в прибрежных частях Белого моря, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния РСБМ.

Наложенной на Свальбардскую плиту структурой является Восточно-Баренцевский рифтогенный трог среднепалеозойского заложения, к юго-западу от которого на Кольском полуострове отмечаются следы пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма (Контозерский и Ивановский массивы). В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных изометрических в плане интрузий основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою.

Неотектоническая активизация территории Беломорья проявляется системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельфе дна бассейнов Белого и Баренцева морей, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Нами установлено, что островная гряда архипелага Средние Луды является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14 и НШ-651.2008.5

Литература

1. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

2. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.
3. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.
4. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
5. Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржисялговский Е.С. Чапомский грабен Кольского полуострова как реликт северо-западного окончания Керецко-Лешуконского палеорифта // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. С. 47–50. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).

А.А. Баранов¹, В.П. Трубицын¹, А.Н. Евсеев¹

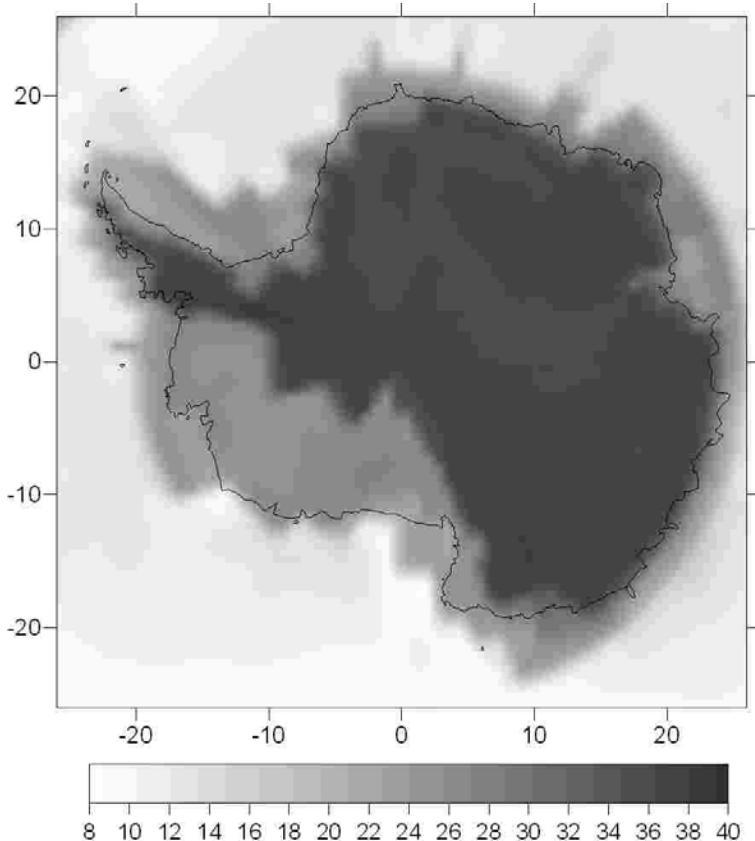
Новая модель коры Антарктиды

Континентальная кора – наиболее неоднородная часть Земли, и ее влияние на глубинные структуры может скрывать эффект неоднородностей в мантии. Это обусловлено как различной толщиной коры под континентами, так и ее разными свойствами в разных континентальных регионах. При расчетах практически невозможно разделить эффект влияния коры и мантии на потенциальные поля Земли без знания детальной структуры земной коры. Кроме того, гравитационное поле и геоид крайне чувствительны к толщине и свойствам земной коры.

Очень сложно минимизировать связь между неоднородностями в коре и верхней мантии в данных сейсмической томографии, которая остается главным инструментом исследований мантии. Таким образом, подходящие модели верхней мантии могут быть построены только, если эффект коры убран из наблюдаемых геофизических полей заранее. Поэтому при построении таких моделей очень важно убрать эффект коры максимально точно и потом работать только с остаточными мантийными аномалиями.

Авторами построена новая цифровая трехслойная модель коры для Западной и Восточной Антарктики и окружающих регионов. Было собрано большое число новых сейсмических данных: сейсмические профили, станции глубинного зондирования, отраженные, преломленные и поверхностные волны. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1 на 1 градус. Модель состоит из 3 слоев и 4 цифровых

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; e-mail: fssvalex@mail.ru



Новая предварительная карта мощностей (по глубине до Мохо) коры Антарктики.

Данные будут доступны для пользования в виде карт и таблиц на сайте лаб. 102 ИФЗ РАН

карт: глубины до границы Мохо, и толщин верхней, средней и нижней коры. Также построены средние скорости Р сейсмических волн для всех трех слоев коры.

Новая модель показывает большие и существенные отличия по сравнению с предыдущими моделями Crust2.0 [1] и, тем более, Crust5.1 [2].

Новая карта глубин до Мохо показана на рисунке. Во многих местах разница со старой картой очень существенна и достигает 10 км. Кроме того, структура скоростей в коре существенно более неоднородна, чем в предыдущей модели. Сильные отличия в структуре коры найдены, на-

пример, для региона Трансантарктических гор между западной и восточной частью Антарктиды, соответственно.

Новая модель может быть использована для геологического анализа и интерпретаций при численном моделировании глубинных структур путем уточнения влияния коры и верхней мантии.

Заключение. Модель коры для Антарктики была существенно улучшена, что позволяет использовать ее в гравитационном моделировании литосферы и верхней мантии. Эта модель показывает большие отличия от предыдущей модели коры в основном за счет включения новых сейсмических данных за последние годы.

Отличия от предыдущей модели составляют от -10 до 10 км в толщине коры, что превышает допустимый уровень ошибок для гравитационного моделирования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты №№ 09-05-00296-а, 08-05-00576-а, Программы целевых расходов Президиума РАН «Поддержка молодых ученых» и гранта «Лучшие кандидаты РАН» Фонда содействия отечественной науки.

Литература

1. Bassin C., Laske G., Masters G. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans. AGU. 2000. V. 81, N 48. Fall Meet. Suppl. Abstract F897. (<http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>).
2. Mooney W., Laske G., Masters G. CRUST 5.1: A global crustal model at $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727–747.
3. Baranov A., Kaban M. First steps towards a new crustal model of South and Central Asia, Geophysical Research Abstracts. V. 10, EGU2008-A-05313, 2008. EGU General Assembly 2008.
4. Winberry P., Anandakrishnan S. Crustal structure of the West Antarctic rift system and Marie Byrd Land hotspot // Geology. November 2004.

А.Э. Басилян¹, М.А. Анисимов², П.А. Никольский¹

Оледенение Новосибирских островов: определяющий фактор геологического строения квартера

Лишь однажды в течение четвертичного периода территория Новосибирских островов претерпела оледенение в конце среднего неоплей-

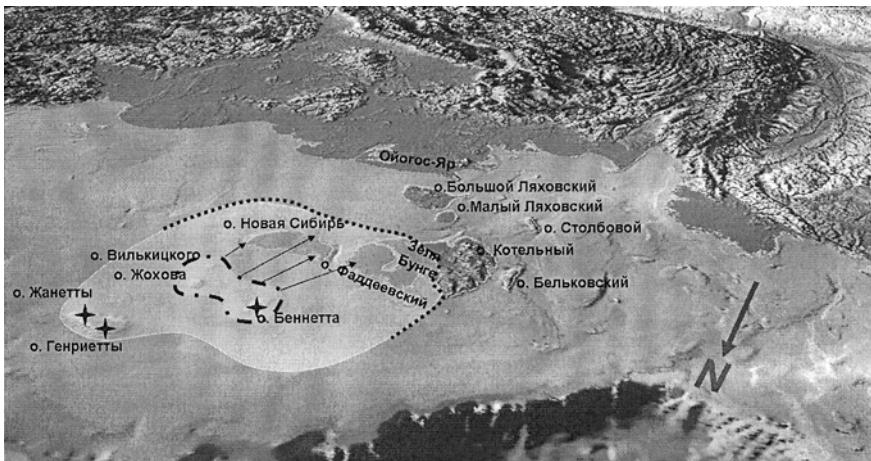
¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ ААНИИ), Санкт-Петербург, Россия

стоцена. Центром оледенения, видимо, были возвышенности островов Жохова и Беннетта. Увеличиваясь радиально в размерах, образовавшийся ледник в максимум оледенения покрывал значительную часть Новосибирских островов и прилегающего шельфа: острова архипелага Де-Лонга, архипелаг Анжу (острова Новая Сибирь и Фаддеевский), Землю Бунге и часть о-ва Котельного. Пока невозможно уверенно очертить контуры его максимального распространения, можно лишь представить на основании прямых и косвенных данных его размеры. Вероятно, гряды конечных морен, позволяющие ограничить площадь покрываемую льдом в плейстоцене, в настоящее время затоплены и перекрыты морскими осадками на дне пролива Санникова (рисунок).

Во время оледенения огромные массы льда, перемещаясь, произвели работу, которая привела к кардинальной перестройке геологического строения островов. В результате этого процесса были сформированы структуры, которые в ряде случаев напоминают тектонические. Ледником были перемещены и деформированы толщи и фрагменты осадочных и вулканогенных пород, слагающих ложе ледника, с образованием складчатых и разрывных нарушений, крупных надвигов и чешуйчатых сооружений. Дислоцированы как плейстоценовые отложения, так и подстилающие их меловые и палеогеновые толщи. Нарушения с образованием линейных вытянутых складок с углами падения крыльев до 45–50° наблюдаются, например, в разрезах мыса Каменный (о-в Новая Сибирь). Чешуйчатая структура четвертичных отложений вскрывается в разрезах мыса Сан-Балаган (о-в Фаддеевский), меловых – в разрезах мыса Утес Деревянных Гор (о-в Новая Сибирь). В результате эзарационной деятельности ледника комплекс дислоцированных отложений срезан на уровне 40 м на севере о-ва Новая Сибирь и на уровне 30 м на о-ве Фаддеевский.

Наличие ледового покрова оказало влияние и на характер осадконакопления. Началу этого геологического события предшествовало падение уровня моря, зафиксированное в регressiveных морских отложениях. Оледенение и последующая дегляциация отразились в формировании ингрессивного седиментационного цикла прибрежно-морских отложений, залегающих выше. В наиболее глубоководной части этого цикла залегают пластовые льды – реликты оледенения. Ледником предопределен ряд моренных отложений, которые получили развитие на островах. Выровненные ледником поверхности усеяны грубообломочным материалом аблационной морены, в составе которого встречаются валуны с ледниковой штриховкой. Некоторые из валунов достигают 1,5 м в диаметре. Комплексы самих чешуй и пластин также является основными чешуйчатыми моренами. Влияние ледника на геологическое строение островов продолжается и в настоящее время; дегляциация островов не закончена.



Оледенение Новосибирских островов

Звездочкой показано положение современных ледников, пунктиром с точками – предполагаемый центр плейстоценового оледенения, пунктиром – южная граница распространения ледника, стрелками – векторы основных направлений движения ледника, светлым тоном – максимально возможное распространение глетчерного льда

Оледенение Новосибирских островов вызвало усиление континентализации климата в перигляциальной зоне (Ляховские острова, Яно-Индигирская низменность), что, в свою очередь, отразилось в осадконакоплении увеличением эоловой составляющей. Нормальная для этих мест последовательность чередования разнофациальных ледовых комплексов с повторно-жильными льдами и толщ, сформированных в результате термокарста, нарушается слабо льдистой толщей супесей, практически нацело состоящих из эолового материала.

Изучение следов оледенения, утверждение самого факта его существования и влияния на геологическое строение Новосибирских островов и сопредельных территорий оказалось возможным только при поддержке российско-американского проекта «Жохов-2000». С 2001 по 2004 г. авторами были изучены естественные обнажения четвертичных отложений островов Жохова, Фаддеевский, Новая Сибирь и Большого Ляховского. Проведены геологические наблюдения в маршрутах по о-ву Котльному и на юге Земли Бунге. Результаты этих исследований будут изложены в сообщении.

**Сравнительный анализ био- и литостратиграфического
строения нижней и средней юры бассейнов
Баренцевоморского шельфа, севера Западной Сибири
и севера Восточной Сибири**

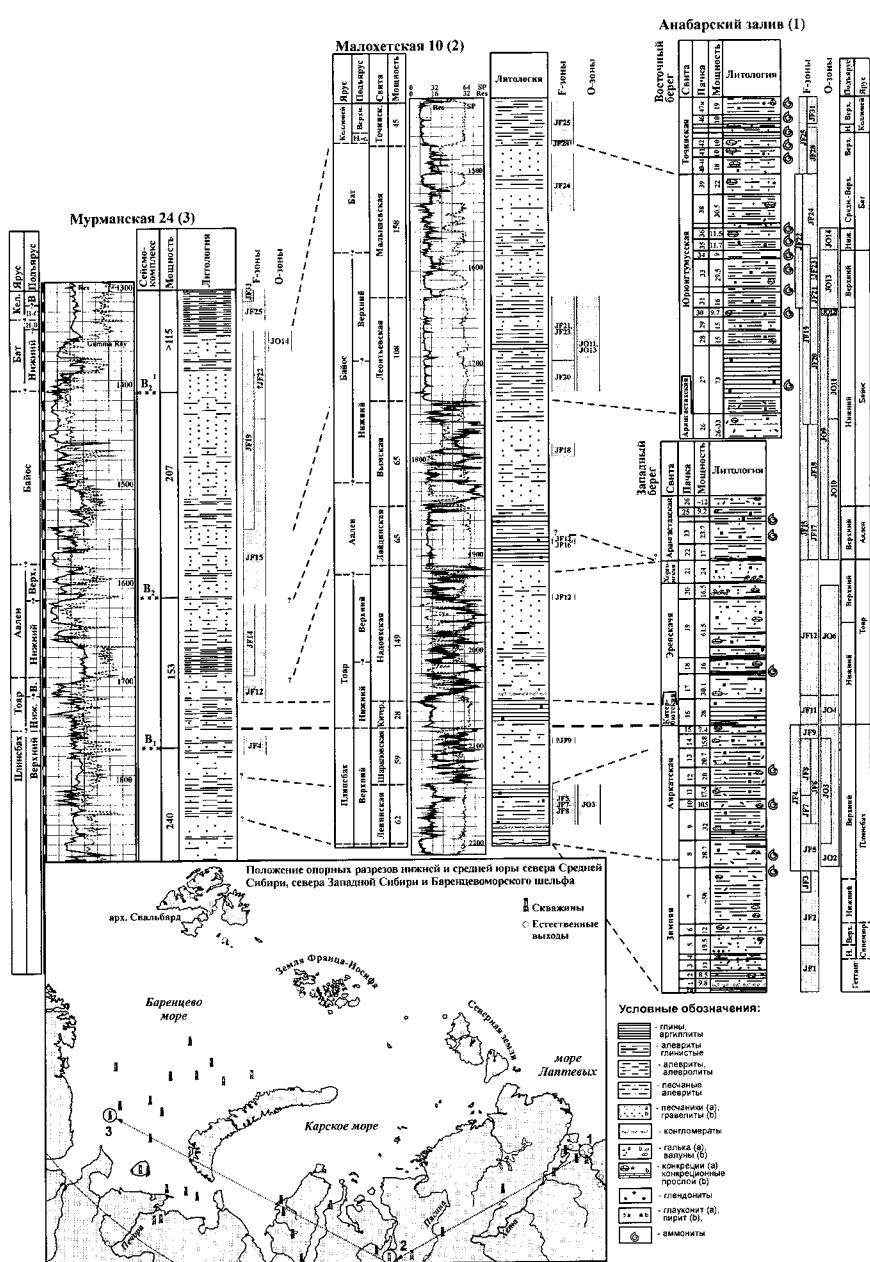
Шельф Баренцева моря привлекает все большее внимание исследователей как одна из крупнейших потенциальных нефтегазовых провинций земного шара. Одним из важнейших продуктивных этажей этого региона являются терригенные толщи пограничной с триасом части юры. Дальнейшая интенсификация работ на шельфе Баренцева моря, связанная с открытием здесь месторождений нефти и газа, – проведение геологической съемки, создание новых государственных геологических карт и геолого-поисковые работы – требует разработки стратиграфических схем нового поколения.

Все исследователи микрофауны Баренцевоморского региона отмечали значительное сходство ее состава с Сибирской, что значительно облегчало определение стратиграфического положения слоев, пачек и продуктивных пластов в скважинах, даже при редкости и плохой сохранности раковин и позволило оперативно разработать первые биостратиграфические схемы [1, 2]. В последние годы на севере Сибири благодаря многолетним всесторонним исследованиям непрерывных разрезов разработан комплекс увязанных между собой параллельных автономных зональных шкал юры и мела по всем основным группам фоссилий [3–6]. Стратиграфический анализ распределения нижне- среднеюрских комплексов фораминифер и остракод Баренцевоморского региона показывает, что практически вся последовательность биостратонов зональных шкал по микрофауне, разработанных на севере Восточной Сибири и рассматриваемых в качестве одной из составляющих Бореально-го зонального стандарта [3–6], хорошо прослеживается и здесь (рисунок).

Наиболее древние комплексы фораминифер в Баренцевоморском регионе установлены в верхнем плинсбахе (f-зона *Trochammina lapidosa* JF4). Фораминиферы низов нижнего тоара пока еще не выявлены (возможно, из-за редкости отбора проб). Хорошими реперными уровнями, протягивающимися практически по всему шельфу и его обрамлению,

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия



Расчленение и корреляция эталонных разрезов нижней и средней юры севера Сибири и Баренцевоморского шельфа

являются зона *Verneuilinoides syndascoensis* JF14 (низы нижнего аалена), зона *Riyadhella sibirica* JF19 (верхи нижнего байоса – низы бата) и слои с *Kutsevella memorabilis*, *Guttulina tatarensis* JF28 (верхи верхнего бата – низы нижнего келловея).

Сопоставление баренцевоморских комплексов микрофауны с северо-сибирскими, увязанными с находками зональных комплексов аммонитов и двустворок, позволило существенно уточнить их стратиграфическое положение и вмещающих их толщ, соответственно (см. рисунок). Например, ранее уровень с *Trochammina aff. lapidosa* соответствовал верхнему плинсбаху – тоару, тогда как в настоящее время этот комплекс (f-зона *Recurvooides taimyrensis* JF9) отвечает только верхам верхнего плинсбаха – основанию тоара. Широко известный реперный уровень с *Riyadhella sibirica* (верхи нижнего байоса – низы нижнего бата в современном понимании) трактовался ранее как верхнебатский или верхний бат – низы келловея [1, 2, 7, 8].

Комплексный биостратиграфический анализ биостратонов по фораминиферам и остракодам и литостратиграфической конструкции разрезов позволил уточнить стратиграфическое положение и объем выделяемых на Баренцевоморском шельфе литостратонов, сейсмокомплексов и их границ (см. рисунок). Оказалось, что разрезы нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа и Сибири имеют весьма сходное литостратиграфическое строение. Так, в средней части сейсмокомплекса Б–В₂ (скв. Мурманская 24) прослеживается пачка аргиллитов и алевролитов с прослойями песчаников, мощностью около 26 м, залегающая на песчано-алевритовых толщах с верхнеплинсбахскими фораминиферами и перекрываемая существенно песчаными отложениями с комплексами микрофауны верхов нижнего и верхнего тоара, которая хорошо соотносится с глинями китер-бютской свиты (низы нижнего тоара) Сибири, имеющими так же близкую мощность (см. рисунок). В верхней части сейсмокомплекса Б – В₂ установлена глинисто-алевритистая толща с фораминиферами зон *Verneuilinoides syndascoensis* JF14 и *Trochammina praesquamata* JF15 (нижний и низы верхнего аалена), соответствующая аргиллитам и алевролитам с прослойями песчаников лайдинской свиты Западной Сибири (см. рисунок).

Некоторые основные сейсмогоризонты Баренцевоморского шельфа хорошо коррелируются с таковыми севера Западной Сибири. Так, сейсмогоризонт В₂ примерно соответствует западносибирскому сейсмогоризонту Т₃, а сейсмогоризонт В₂¹ отвечает уровню западносибирского аналога Т₁. Стратиграфическое положение сейсмогоризонтов контролируется последовательностями биостратонов по микрофaуне.

Таким образом, учитывая практически одинаковый таксономический состав микробиот Баренцевоморского шельфа и севера Сибири, близкую

литостратиграфическую конструкцию разрезов, можно предположить, что характер седиментогенеза и история развития этих бассейнов в ранней и средней юре сходные.

Литература

1. Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 262 с.
2. *Басов В.А., Василенко Л.В., Соколов А.Р., Яковлева С.П.* Зональное расчленение морского мезозоя Баренцевского бассейна // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 60–74.
3. *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.
4. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. 480 с.
5. *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. Р. 137–173.
6. *Никитенко Б.Л.* Палеобиогеография ранней юры и аалена Арктики по микробентосу (фораминиферы и остракоды) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, №1. С. 63–84.
7. Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982. 172 с.
8. *Репин Ю.С., Федорова А.А., Быстрова В.В. и др.* Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 112–161.

В.Г. Бахмутов¹, Г.В. Артеменко², Д.С. Гладкочуб³, И.А. Самборская²

Геохимия и рудоносность интрузий базитов Антарктического полуострова

Антарктический полуостров является частью Западно-Антарктической складчатой системы мезозойского возраста [1]. Он расположен в области сочленения тихоокеанского и гондванского сегментов Земли, для которых характерны мощные проявления рифтогенного вулканализма, и

¹ Институт геофизики им. С.И. Субботина (ИГФ) НАНУ, Киев, Украина

² Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко (ИГМР) НАНУ, Киев, Украина

³ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

практически полностью сложен мезозойскими вулканогенными породами. В западной части островных систем, которые протягиваются вдоль побережья полуострова, весьма распространеными являются интрузивные породы мезозойско-раннекайнозойского возраста (андская серия). Для мезозойского вулканогенного комплекса, формировавшегося с конца триаса до рубежа раннего и позднего мела, характерно преобладание кислых вулканитов и ограниченное распространение основных пород нормальной известково-щелочной серии [2]. Породы андского интрузивного комплекса формировались от позднего триаса до конца мелового и первой половины палеогенового периода. Они принадлежат главным образом нормальной известково-щелочной серии, хотя встречается небольшое количество пород щелочной серии [2]. Среди них выделяются габбро, габбро-анортозиты, габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. По химическому составу мезозойский вулканогенный комплекс очень близок к мезозойско-раннекайнозойскому интрузивному комплексу и образует с ним единую вулканоплутническую ассоциацию [1].

В непосредственной близости от антарктической станции «Академик Вернадский» проявления рудной минерализации, связанные с габброидами андского интрузивного комплекса, выявлены на островах Анаграмм, Берселот, Крулс, Питерман и на мысе Туксен. В слоистых габброидах среднее содержание магнетита в породе 8–10%, а на отдельных участках архипелага островов Анаграмм достигает 30% [3]. Здесь зоны, обогащенные магнетом, достигают мощности 2 м и простираются в северо-восточном направлении более чем на 2 км. Слоистая текстура габброидов обусловлена частым чередованием темных слоев габброидного состава и светлых прослоев анортозитового состава. Границы между габброидными и анортозитовыми слоями резкие. Их мощность не превышает первых сантиметров. Слои габброидного состава сложены амфиболом, пироксеном и магнетитом. Часто встречается оливин. Наблюдаемая расслоенность очень сходна с типом двоймовой расслоенности архейских расслоенных интрузий на Каапваальском кратоне [4]. В течение XIII сезонной украинской экспедиции выполнено детальное опробование интрузий мафитов на обнажениях на о-ве Питерман и мысе Туксен.

Остров Питерман. В результате полевых работ в северо-западной части о-ва Питерман на профиле длиной ~1,0 км среди анортозитов и мелкозернистых габброидов выявлены три слоя средне- и крупнозернистых пород пироксен-роговообманково-плагиоклазового состава северо-восточного простириания, которые предположительно являются кумулятивными образованиями. С ними связана рудная ильменит-магнетитовая минерализация. В некоторых образцах присутствует до 20% рудных минералов. Де-

тально был изучен слой в северной части острова мощностью около 8 м (профиль I–I, (W64°9'38"; S65°9'52" – W 64°9'5"; S 65°9'52").

Вмещающие анортозиты – лейкократовая крупнозернистая порода с массивной текстурой. Структура породы идиоморфнозернистая. Это почти мономинеральная порода, состоящая из широкотаблитчатых кристаллов плауиоклаза с узкими полосками полисинтетических двойников, зерен вторичного низкотемпературного амфибала тремолит-актинолитового ряда (до 1%) и единичных ксеноморфных зерен рудного минерала.

Горизонт средне- и крупнозернистых габбро опробован вкрест про-стириания с шагом 0,5 м (профиль I–I, с севера на юг). Первые 3 м – по-роды крупнозернистая, состоит из длинных таблитчатых кристаллов плауиоклаза (40%), ксеноморфных и идиоморфных кристаллов амфибо-лизированного пироксена (40%) и моноклинного пироксена (единичные зерна). Содержит фенокристы пироксена. Плауиоклаз полисинтетически сдвойникован. Структура породы порфировидная, местами пойкилито-вая. Моноклинный пироксен представлен диопсидом. Содержит ксено-морфные рудные зерна (до 20%) и рудную пыль. Рудные минералы бо-лее приурочены к пироксену, по краям замещенному сине-зеленой ро-говой обманкой, представлены магнетитом и ильменитом (таблица). Зерна пироксена содержат многочисленные мелкие включения плауиок-лаза и рудного минерала. Обнаружены сульфиды – пирит и халькопи-рит, содержание Ni – 0,15 % и Co – 0,26 %. Далее на протяжении 5 м по-роды среднезернистая, состоит из короткотаблитчатых кристаллов пла-уиоклаза (до 50 %), ксеноморфных кристаллов амфиболизированного пироксена (30 %), ксеноморфных рудных минералов (20 %). Структура породы офитовая, местами пойкилитовая.

Мыс Туксен. С северной стороны мыс сложен преимущественно од-нородными среднезернистыми габброидами с офитовой и местами пой-килоофитовой структурой (профиль II–II, W64°7'5"; S65°16'12" – W64°6'54"; S65°16'5"). В основном они состоят из короткотаблитчатых кристаллов плауиоклаза (40–50 %), амфиболизированного пироксена (30–40 %), рудного ксеноморфного минерала (10–20 %) и единичных зерен биотита. В нескольких образцах количество рудного минерала уменьша-ется до 2–3 %. Пироксен замещен светло-зеленой роговой обманкой. Плауиоклаз полисинтетически сдвойникован, иногда содержит идио-морфные рудные минералы. Рудный минерал представлен ильменитом и магнетитом.

На изученном профиле пород было выявлено тело меланогаббро-пег-матитов с повышенным содержание рудного минерала – до 40% види-мости шлифа (W64°04'12"; S65°9'40"). Это гигантозернистая порода с пегматоидной и местами сидеронитовой структурой. Минеральный со-

став представлен (в %): плагиоклаз (20–30), амфиболизированный пироксен (40), рудные минералы (до 40).

Результаты микрозондовых исследований рудных минералов о-ва Питерман

Оксид	Минерал, образец, зерно	
	Титанистый магнетит (8-63/1)	Ильменит (8-63/2)
TiO ₂	1,38	51,31
Al ₂ O ₃	0,90	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00
FeO	88,62	45,98
V ₂ O ₅	1,04	0,08
MnO	0,11	1,87
MgO	0,00	0,57
<i>Сумма</i>	92,08	99,81

Примечание. Химический состав минералов и сульфидов выполнен на микрозонде JXA-5.

Выводы. Рудная ильменит-магнетитовая минерализация в районе исследования связана с расслоенным габбро-анортозитовым комплексом о-ва Анаграмм и с горизонтами средне-крупнозернистых габбро в габбро-анортозитах о-ва Питерман. На мысе Туксен повышенное содержание магнетита наблюдается в меланогаббро-пегматитах, которые, вероятно, имеют ликвационный генезис. Изучение генезиса ильменит-магнетито-вой минерализации в расслоенных интрузиях мафитов на Антарктическом полуострове может пролить свет на происхождение архейских железисто-кремнистых образований на архейских кратонах.

Авторы выражают глубокую благодарность руководству Национального Антарктического научного центра и зимовщикам украинской антарктической станции «Академик Вернадский» за помощь в организации и проведении полевых экспедиционных исследований.

Литература

- Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова. М.: Наука, 1973. 120 с.
- Curtis R. The petrology of the Graham coast, Graham land. London, 1966. British Antarctic survey, Scientific reports. №50. P. 3–51.
- Отчет НИР «Комплексные исследования земной коры Западной Антарктики по геолого-геофизическим данным». Киев: Ин-т геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, 2006. 162 с.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. The geology and geochemistry of the layered ultramafic bodies of the Kaapvuiden area, Barberton Mountain Land // Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ. 1970. V. 1. P. 661–688.

Современный морфоструктурный план и трещиноватость горных пород Приозерского района Карельского перешейка

1. Приозерский район Ладожской депрессии располагается в пределах зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты, являющихся крупнейшими структурными образованиями Восточно-Европейской платформы. В позднем протерозое здесь заложилась субширотная пологая структура, называемая региональной флексурой. Вдоль южной периферии Балтийского щита она представлена системой тектонических нарушений, по которым происходит погружение кристаллического фундамента к югу. По обе стороны от региональной флексуры длительное время происходили разнонаправленные движения с преобладанием поднятий на Балтийском щите и опусканий на Русской плите [1]. В современном морфоструктурном плане региона Зона сочленения выражена в виде субширотного депрессионного понижения, соединяющего Финский залив с Ладожским и Онежским озерами.

Тектонические движения в пределах рассматриваемой территории проявлялись на протяжении продолжительной геологической истории вплоть до четвертичного периода. Несмотря на это, в пределах Ладожской депрессии выделение неотектонических форм рельефа сопровождается значительными трудностями. Одна из причин этого кроется в том, что амплитуды восходящих движений земной коры, проявившихся в послеледниковое время, были невелики. Это привело к тому, что в условиях платформенного режима здесь создавались формы рельефа, облик которых был обусловлен не столько различиями в активности структурных элементов, сколько характером экзогенных процессов. На первом месте среди них стояли аккумулятивная и деструктивная деятельности ледников, особенно Валдайского оледенения [2–4].

2. Напомним, что уже на ранних этапах изучения Земли исследователями было усвоено, что для понимания закономерностей ее геологического развития весьма важное значение имеют геоморфологические наблюдения. Большинство геологов того времени рассматривали горные цепи как выраженные в современном рельефе структурные образования, придавая термину «горный хребет» тектонический смысл. Согласно представлениям Ю.А. Мещерякова, крупные орографические элементы Земли относятся к морфоструктурным элементам. Под морфоструктурой при этом понимается форма рельефа, сформированная в результате

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

взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов при ведущей роли тектонических факторов [5].

В пределах Ладожской депрессии структурно-геоморфологические исследования были направлены нами на выделение молодых морфоструктурных элементов и выявление закономерностей их позднечетвертичного развития на основе данных о современном рельефе и новейших отложениях. Конечной целью являлось составление схем морфоструктурных планов конкретных районов. Схемы были выполнены на основе анализа топографических карт масштаба 1:100000. Отдельные районы, характеризующиеся сложным структурным и геологическим строением, проанализированы по картам масштаба 1:50000. Основным содержанием схем является рисунок «идеального» рельефа, который был бы присущ земной поверхности после проявления плейстоценовых и голоценовых движений, но при отсутствии эрозионно-денудационных и седиментационных процессов.

Анализ морфоструктурного плана СЗ части Ладожской депрессии (рис. 1). показал, что положительные и отрицательные морфоструктуры в ее пределах обладают, в основном, СЗ и СВ простирациями. Для этой территории характерно развитие системы мелких блоков кристаллического фундамента, отчетливо выраженных в современном рельефе территории. Примерно такое же направление присуще большинству новейших разрывных нарушений, ограничивающих блоки фундамента и осложняющих внутриблочные пространства. Они довольно убедительно выделяются по комплексу геоморфологических признаков. Северо-западное простижение разломов наиболее выдержано вдоль западного берега Ладожского озера. Здесь они образуют систему кулисообразных разрывных нарушений длиной до 15 км. Большинство разломов, развитых здесь, являются долгоживущими. С активизацией их в плейстоцене и голоцене связано образование некоторых грабенообразных озерных впадин, глубины в пределах которых достигают 200–220 м. Амплитуды молодых вертикальных смещений блоков фундамента по разрывным нарушениям, развитым непосредственно вдоль западного берега озера, составляют 10–20 м. Вдоль некоторых прибрежных островов они предположительно превышают 40–60 м. Наряду с разломами СЗ простирания в пределах территории Приозерского района развиты, но менее широко, разрывные нарушения субширотного и СВ направлений.

3. В литературе, посвященной неотектонике и геоморфологии Балтийского щита, приводятся данные, свидетельствующие, что большинство речных долин этого региона имеют СЗ направления. При этом отмечается, что практически все эрозионные формы являются молодыми, заложившимися с учетом рисунка древнего рельефа. Так, ледниковые борозды, выраженные на поверхности Балтийского щита, использованы

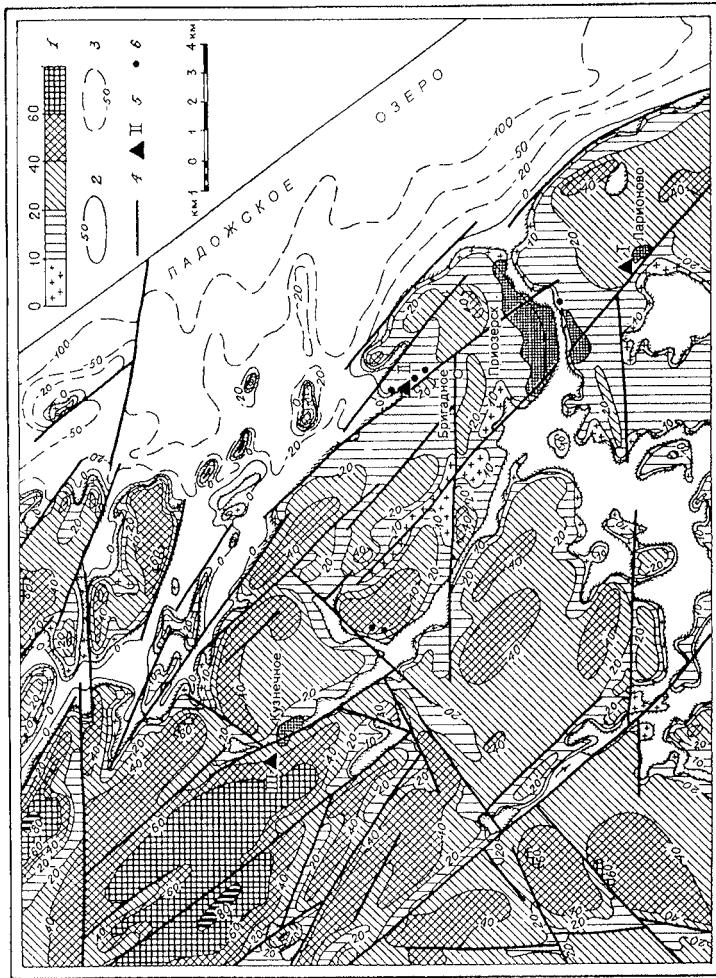


Рис. 1. Схема морфоструктурного плана Приозерского района Ладожской депрессии
 1–2 – шкала (1) и изолинии (2) высот «идеального» рельефа, м; 3 – изолинии глубин Ладожского озера, м; 4 – разломы, предполагаемые по геоморфологическим признакам; 5 – места детального изучения палеодеформаций последниковых отложений; I – Ларионово, II – Бригадное, III – Кузнецкое [6]; 6 – места изучения трещиноватости горных пород

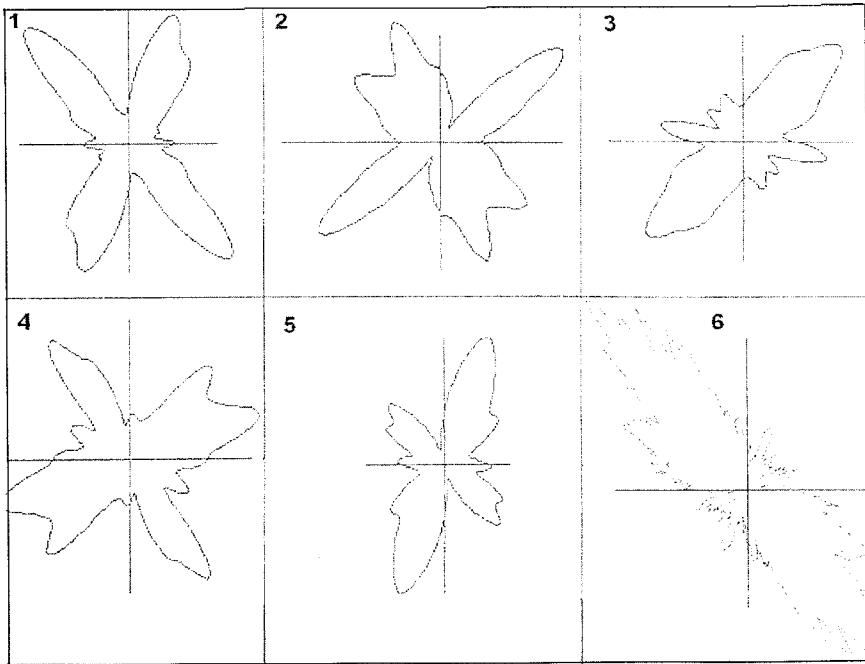


Рис. 2. Розы-диаграммы простираций трещин в докембрийских породах южной части Балтийского щита (1–3 – граниты, 4–5 – гнейсы) и азимутальная закономерность расположения долин на основе анализа 260 наиболее крупных сегментов речной сети территории (6)

тальными водами, придавшими им облик речных долин [2–4]. Для установления достоверности этого предположения нами проведен статистический анализ направлений долин региона. Он показал, что большинство долин действительно простирается по линии СЗ–ЮВ, что и разрывные нарушения (рис. 1, 2).

Одной из причин заложения речных долин того или иного направления наряду с разломами являются, как известно, закономерности проявления в рельефе и горных породах тектонической трещиноватости [5, 7]. Последняя, как известно, является наиболее универсальным и повсеместно распространенным типом внутриплитных дислокаций. Нами проведен рекогносцировочный анализ трещиноватости горных пород района Приозерска Ладожской депрессии. На рис. 2 для примера приведено несколько роз-диаграмм трещин докембрийских пород (1–3 – граниты, 4–5 – гнейсы). Результаты позволили установить, что в пределах данной территории простирания речных долин идеально соответствуют

положению трещин северо-западного направления (рис. 2). Это свидетельствует о том, что при своем заложении речные долины учитывали расположение, в основном, северо-западных зон трещиноватости, проработанныхдвигающимися на юго-восток ледниками массами.

Литература

1. Хайн В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1977. 359 с.
2. Никонов А.А. Проблемы неотектоники СВ части Балтийского щита // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 191–198.
3. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 80–83. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).
4. Лукашов А.Д., Лак Г.Ц. Голоценовые тектонические деформации и их сопряженность с палеотектоникой Балтийского щита // Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океана. М.: Наука, 1969. С. 171–176.
5. Мецеряков Ю.А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
6. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А. и др. Сейсмодеформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 83–86.
7. Вопросы изучения планетарной трещиноватости. Л.: Изд. геогр. об-ва СССР, 1976. 104 с.

Н.В. Беляева¹, Т.А. Хусид¹

Об особенностях накопления карбонатного материала раковин фораминифер на дне Канадской котловины (Северный Ледовитый океан)

Данные по видовому составу и количественному распределению фораминифер получены для 16 проб осадков, собранных на дне Канадской котловины с глубин от 2710 до 3750 м. Число раковин планктонных фораминифер в большинстве проб превышает 10 тыс. экземпляров в 10 мл осадка. Число раковин бентосных фораминифер составляет от нескольких десятков до нескольких сотен экземпляров. Высокая численность раковин планктонных и бентосных фораминифер, доминирование планктонных форм (98–99%) и прекрасная сохранность раковин – ха-

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

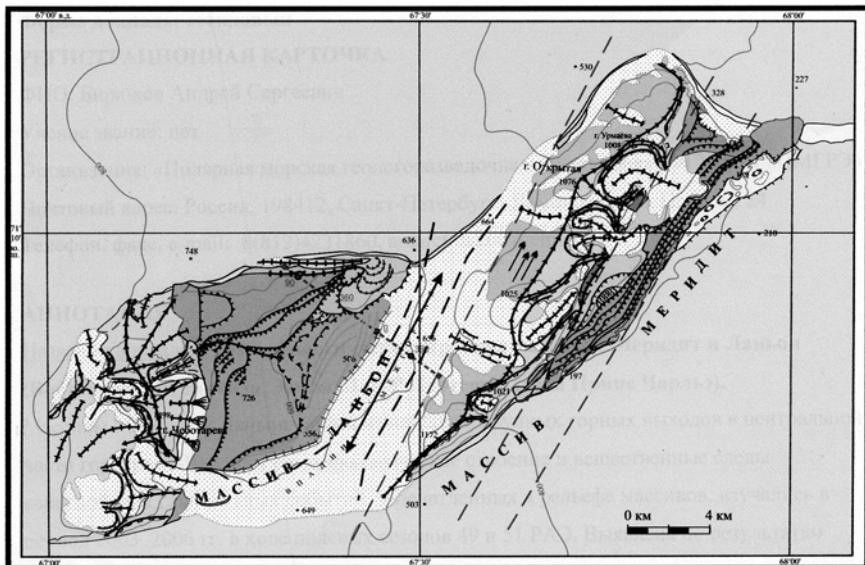
рактерные черты комплекса фораминифер на дне Канадской котловины. На аналогичных глубинах в тропической области океана комплексы фораминифер несут явные следы растворения карбонатного скелета раковин (коррозия раковин, наличие фрагментов раковин, преобладание видов с раковинами, устойчивыми к растворению). В бореальной области раковины известковых фораминифер растворяются полностью уже на глубинах около 3000 м. В названных районах растворение определяется резкой недонасыщенностью придонных вод карбонатами. Формирование необычного для больших глубин океана комплекса фораминифер в глубоководных осадках Центральной Арктики при очень низкой продуктивности живых фораминифер определяется условиями, благоприятными для их накопления на современном дне, в первую очередь, высокой степенью насыщения придонных вод карбонатом кальция (Иваненков, 1979) и низкими скоростями накопления терригенного материала. Проведенные исследования важны для понимания условий осадконакопления в современном Арктическом бассейне и в дальнейшем могут быть использованы при палеоокеанологических реконструкциях.

А.С. Бирюков¹

**Геоморфологическое строение массивов Меридит и Ланьон
(Восточная Антарктида, Земля Мак-Робертсона,
горы Принс-Чарльз)**

Горный массив Мередит расположен в центральной части гор Принс-Чарльз. Размеры массива, с учетом обрамляющих морен, составляют 8×25 км при площади около 150 км^2 . Массив представляет собой гористый блок вытянутой треугольной формы, ориентированный вершиной на юго-запад. Высшая отметка достигает 1172 м над уровнем моря. Внешний облик массива Мередит характеризуется прямолинейностью и односторонностью краевых частей: северо-западного подножья склона, юго-восточного подножья на границе с кайнозойскими отложениями и юго-восточной границы кайнозойских отложений. Подобная прямолинейность границ может быть объяснена серией субпараллельных тектонических нарушений северо-восточного профиля (рисунок). В рельфе

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

[Symbol: Denudation-erosion relief]	Денудационно-эрозионный рельеф	[Symbol: Gravity-accumulation terraces]	Бровки террас гравитационно-солифлюкционных (а) и аккумулятивно-денудационных (б)
[Symbol: Karovo-nival relief]	Карово-нивальный рельеф	[Symbol: Glacio-lacustrine]	Дели временных водотоков
[Symbol: Glacio-marine accumulation]	Равнинный рельеф цоколя, осложненный ледниково-морской аккумуляцией	[Symbol: Glacio-fluvial]	Термокарстовые западины
[Symbol: Glacio-lacustrine]	Равнинный рельеф цоколя с тонким покровом отложений палеоводоемов (заливы, лагуны, озера)	[Symbol: Storm waves]	Линии штормовых валов
[Symbol: Glacio-fluvial]	Грядово-холмистый моренный рельеф	[Symbol: Glaciogenic parallel-glyad relief]	Ледниковый параллельно-грядовый рельеф
[Symbol: Moraine ridges and terraces]	Отдельные моренные валы и гряды	[Symbol: Glaciogenic shramas and gullies]	Ледниковые шрамы и борозды
[Symbol: Glaciogenic outwash cones]	Конусы выноса	[Symbol: Tectonic disturbances]	Тектонические нарушения предполагаемые
[Symbol: Glaciogenic crevasses]	Гребневые линии	[Symbol: Lakes]	Озера
[Symbol: Glaciogenic kilometer lines]	Килевые линии	[Symbol: Glaciogenic snowdrifts]	Снежники
[Symbol: Glaciogenic karren]	Кары	[Symbol: Glaciogenic mountain outlets]	Ледники горные выводные (а) и материковые (б)
[Symbol: Glaciogenic escarpments]	Обрывы	[Symbol: Glaciogenic thickness]	Мощность рыхлых кайнозойских отложений по данным магниторазведки
[Symbol: Glaciogenic troughs]	Троговые долины		
[Symbol: Glaciogenic through谷 with massive glacier]	Сквозная долина с пассивным ледником		

Геоморфологическая схема массивов Меридит и Ланьон

самой горы Мередит выделяются три генетических типа рельефа: 1) денудационно-эрозионный северо-западного склона; 2) карово-нивальный юго-восточного склона; 3) аккумулятивно-денудационная равнина юго-восточного склона.

Северо-западный склон отличается сглаженностью форм рельефа. Здесь пологие увалистые вершины сменяются широкими, пологими до-

линами, занятymi ледниками; крутизна склонов, за редким исключением, не превышает 20° . Линия хребта полого-извилистая, проходит в средней части склона и имеет отроги на юго-восточном склоне. Юго-восточный склон более крутой и обрывистый, углы откосов достигают 60 – 70° ; он изрезан караами и нивальными нишами, имеет островершинные отроги – ареты. В юго-восточной части склона в долинах есть висячие горные ледники, под которыми у подножия крутого склона наблюдаются разрозненные конусы выноса.

Аккумулятивно-денудационная равнина массива Мередит расположена под юго-восточным крутым склоном и имеет протяженность с юго-запада на северо-восток 16 км, а ширину в средней части до 3 км. По видам рельефа ее условно можно разделить на три части.

Южная часть представлена экзаационно-аккумулятивным рельефом в виде серии насыпных валов боковой отложенной морены. Гребень верхнего вала проходит параллельно склону на высотной отметке 600 м, имеет протяженность 1,5 км и высоту около 70 м. Параллельно ему расположены еще три вала с отметками 500, 400 и 200 м, вытянутые в северо-восточном направлении. Крутизна склонов валов, обращенных в сторону ледника (проксимальных), достигает 35 – 40° .

Средняя часть является аккумулятивно-денудационной выровненной поверхностью, осложненной серией разновозрастных абразионных террас, гребни которых вытянуты в северо-восточном направлении параллельно кромке отступающего ледника. Накопление отложений этой части происходило в плейстоцене в прибрежно-морских условиях залива Ламберта. Позднее, в результате морской регрессии, эвстатических и тектонических колебаний равнинная, слабонаклонная поверхность ледниково-морских отложений была осложнена серией субпараллельных разновозрастных абразионных террас. Обширная площадь, вытянутая в северо-восточном направлении вдоль края современного ледника, представляет собой всхолмленно-грядовый рельеф, осложненный малоамплитудными абразионными террасами, образованными в условиях приледникового бассейна, реликтами которого являются озера Изумрудное и Лагерное. Поверхности террас пологие, слабонаклоненные на юго-восток, склоны более крутые (до 25 – 35°), высота от 25 до 50 м, протяженность 10–12 км. На поверхности всех террас широко развиты криогенные процессы мерзлотного всучивания в виде полигонов размером до 3–5 м в поперечнике.

Северная часть представлена валом краевой морены, отложенной на скальном субстрате в субаэральных условиях на границе материкового ледника и, возможно, припайных либо сезонных льдов. Верхняя граница отложений проходит на гипсометрическом уровне 700–740 м. В современном рельефе это вытянутый на 4 км в восточном направлении полу-

го наклоненный вал с округлой вершиной, который в своем западном основании имеет ширину до 1,5 км. На его поверхности отмечается ряд абразионных террас, хорошо согласующихся с террасами равнины и являющимися их продолжением. В подножии вала и к югу от него расположено обширное наледниковое озеро Реликтовое протяженностью более 12 км при ширине до 3 км; три четверти от его прежней площади занимают донные ледниково-озерные отложения, залегающие на ледянном основании. Превышение поверхности донных осадков над уровнем современного зеркала озера составляет более 50 м.

Внешний облик массива Ланьон, примыкающего с юго-запада к массиву Мередит, характеризуется двумя основными типами рельефа: 1) экзарационным, карово-нивальным горной и западной части; 2) аккумулятивно-денудационным равнинной восточной части.

Западный склон и большинство вершин полностью перекрыто ледником, на восточном склоне распространены небольшие, спускающиеся с вершин долинные и висячие ледники, которые заканчиваются мощными конусами выноса.

Восточная часть массива – равнинная с аккумулятивно-денудационным рельефом. Условно ее можно разделить на две примерно равные площади. В северной части отложен вал краевой морены материкового ледника, вытянутый в восточном направлении от скалы Лоу на 11 км при ширине в предгорном основании до 4 км. Вал имеет округлую форму, осложненную на южном склоне серией абразионных разновозрастных террас. Пологий гребень вала проходит на высотных отметках от 980 м на западе, постепенно опускаясь до 600 м на востоке. Вдоль северного склона вала проходит активный, вытянутый в восточном направлении узкий ледниковый язык с конечной мореной, которая представляет собой каменный глетчер, медленно текущий с образованием в фронтальной части параллельно-грядового рельефа. Южный склон моренного вала и восточное подножье склона массива подверглись активному размыву с образованием серии уступов абразионных террас, гребни которых образуют Г-образный в плане рисунок вдоль всего склона. Поверхность террас слабо наклонена на юг–юго-восток, склоны террас относительно пологие, не превышают 20–25°. Всего насчитывается три террасы высотой от 80 до 120 м, которые осложнены более мелкими террасами с крутыми южными склонами.

Южная часть равнины представляет собой выровненную слабо-всхолмленную донную поверхность лагуны размером 6x11 км с общим понижением к востоку от 760 до 506 м. Проведенный анализ на наличие микроорганизмы в пробе с отметки 685 м показал наличие в ней спикул губок. По данным наземной магниторазведки, мощность рыхлых кайнозой-

ских отложений колеблется в зависимости от близости к границе размыва береговых отложений, где она максимальна и составляет от 360 м до первых метров на границе отложений у кромки льда долины Межгорной.

По мере отступания водной поверхности на юге и востоке котловины намывались береговые штормовые валы, параллельные береговой линии водоема, а на севере береговой обрыв активно размывался, образуя клиф высотой более 10 м. Мощность субпараллельных прибойных валов составляет первые метры, протяженность от 1 до 3 км.

Таким образом, неоднократная смена палеоклиматических условий в виде чередования холодных и относительно теплых периодов, сопровождаемых наличием открытых водных пространств, тектонические колебания уровня земной поверхности, регressive-трангрессивные фазы изменения уровня моря и изменения направления движения краевых частей ледника, наложили свой отпечаток на формирование рельефа данного района.

А.С. Бирюков¹, М.С. Егоров¹

Кайнозойские отложения массива Фишер (Восточная Антарктида, Земля Мак-Робертсона, горы Принс-Чарльз)

Горный массив Фишер представляет собой один из наиболее крупных скальных выходов гор Принс-Чарльз (рисунок). Кайнозойские образования довольно широко распространены, за исключением его крайней южной части. В результате изучения всех материалов разных лет были выделены следующие генетические типы кайнозойских отложений: морские, ледниково-морские, ледниковые и озерно-ледниковые. Среди морских отложений выделяются осадки наиболее раннего – олигоцен-миоценового возраста, а также три уровня различно фаунистически охарактеризованных морских и ледниково-морских отложений плейстоцена. Ледниковые отложения были образованы в ходе не менее 5 гляциальных стадий, начиная с раннего плейстоцена по наши дни. В настоящее время здесь преобладают карово-нивальные процессы, осложненные в краевых частях деятельностью прислоновых водоемов. Всего выделяется 12 генетически возрастных типов отложений.

Олигоцен-миоценовые ледниково-морские отложения (gt Pg₃-N₁) австралийские специалисты выделили под названием «Mount Johnston

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

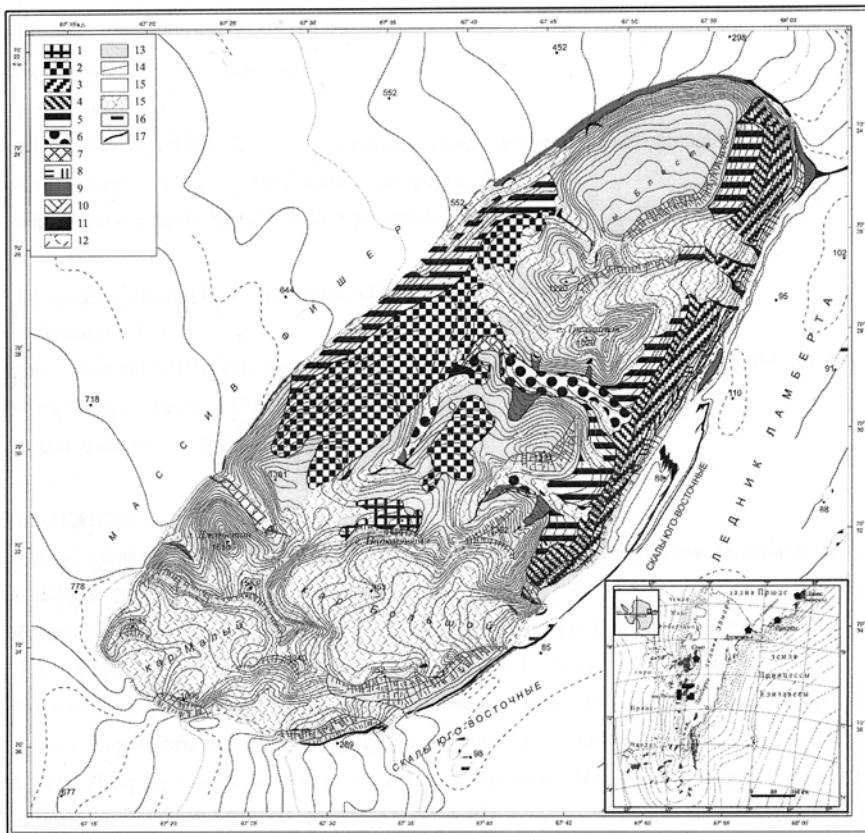


Рис. 1. Схема кайнозойских отложений на массиве Фишер (по результатам работ 36 САЭ, 52 и 53 РАЭ).

1 – олигоцен-миоценовые ледниково-морские отложения; 2 – раннеплейстоценовые ледниковые отложения; 3–5 – плейстоценовые морские и ледниково-морские отложения: 3 – нижняя толща, 4 – средняя толща, 5 – верхняя толща; 6–12 – голоценовые ледниковые и озерно-ледниковые отложения: 6 – ледниковые первой стадии, 7 – ледниковые второй стадии, 8 – озерно-ледниковые второй стадии, 9 – ледниковые третьей стадии, 10 – озерно-ледниковые третьей стадии, 11 – ледниковые четвертой стадии, 12 – озерно-ледниковые четвертой стадии; 13 – кристаллические породы протерозойского фундамента; 14 – геологические границы; 15 – материковые и выводные ледники; 16 – многолетние снежники; 17 – озера и талые воды; 18 – временные водотоки

Formation» [3]. Залегают эти отложения на склонах горы Надкаровая на уровне 1200–1456 м, облекая ее вершину с запада и востока. В основании разреза вскрываются алевритовые пески с маломощными прослойями гравийников и серого мучнистого алеврита, которые сменяются пес-

ками, в большей или меньшей степени насыщенными щебнем и гравием. С учетом наклонного залегания толщи под углами 10–12°, истинная мощность ее составляет не более 55 м. Отложения отнесены к олигоце-ну–миоцену на основании находок диатомовых водорослей *Ruxilla reticulata* и *Stephanopyxis splendidus* [3].

Раннеплейстоценовые ледниковые отложения (g1Qp) плащевидно покрывают склоны центральной и северо-западной частей массива. Они представляют собой комплекс основной морены с грубообломочным материалом преимущественно из метавулканических и метаинтрузивных пород местного происхождения. Из сторонних пород отмечались пироксен-плагиоклазовые сланцы. Гранулометрический состав морены сохраняется неизменным практически повсеместно. Она состоит из валунов и глыб – 20%, щебня и гальки – 30–40%, песка и супеси – до 25% и суглинка – до 20%. Полная мощность осадков в естественных обнажениях не вскрывается, но по косвенным данным, таким как просвечивание скального основания на отдельных участках, очевидно, не превышает первых десятков метров. Раннеплейстоценовый возраст отложений определен на основе данных, приведенных в статье К.Мориаки с соавторами [2], где на основе обобщения исследований около 100 авторов практически по всем районам Антарктиды приводится таблица событий с раннего эоцена до наших дней.

Плейстоценовые морские и ледниково-морские отложения были описаны в обрывах скал Юго-Восточных, где они залегают на базальном основании, сложенном протерозойскими породами. Они образуют горизонтально залегающие пласти, вытянутые вдоль верхней части обрывистого склона. Пласти большей частью не выдержаны по латерали, за исключением отдельных алеврито-глинистых маркирующих горизонтов, которые весьма уверено коррелируются между собой. В генетическом плане эти отложения имеют сложный характер. По предшествующим данным в наиболее открытом разрезе отмечалось 9 чередующихся крупных ритмов общей мощностью 320 м, включающих пачки слаболитифицированных ледниковых тиллитов, несортированных местных диамиктитов и прослои мелкозернистых осадков с морскими диатомиями предположительно миоценового возраста [1]. В период работ 2007–2008 гг. изучаемые разрезы частично были перекрыты коллювиально-делювиальными осыпями. Однако в нижних частях разреза отмечались находки двусторчатых моллюсков, морских гребешков и известковистых трубочек полихед. Последние непрерывно отмечались в слоях с мощностями до 40 м. По-видимому, формирование данных толщ шло в условиях резкой смены наступления и отступления покровного ледника в береговой зоне с сочетанием склоново-обвальных образований. По работам 2007–

2008 гг. эти отложения предварительно разделены на три толщи: нижнюю (m_1Qp_{1-2}) с высоким содержанием макроорганических остатков на ракушняковых банках и в прибойной зоне; среднюю (m_2Qp_2) с ограниченным количеством микроорганики; и верхнюю (m_3Qp_{2-3}) с отсутствием органических остатков.

Для нижней толщи характерны резкая фациальная смена от глинистых пород до диамикитов и резко варьирующие мощности слоев. В ней обнаружены раковины двустворчатых моллюсков *Heatella* sp., морские гребешки *Chlamys patagonica*, а так же целый комплекс планктонных диатомей *Actinocyclus ingens*, *Stellarima microtrias*, *Dactyliosolen antarcticus*, *Eucampia antarctica*, *Chaetoceros* sp., *Coscinodiscus* sp., *Thalassiothrix* sp., *Rhizosolenia* ex gr. *interposita* и *Denticulopsis simonsenii*. Абсолютный возраст определялся методом электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии (ЭПР) с поправкой по содержанию урана в структуре вещества раковин. Он соответствует 860 ± 86 тыс. лет (граница нижнего и среднего плейстоцена). Максимальная мощность нижней толщи составляет 84 м.

Средняя толща выражена в форме чередования относительно мощных крупнообломочных пластов и маломощных прослоев алевропелитов. Характерными особенностями являются полное отсутствие слоев с малакофауной и присутствие редких раковин диатомей и кремнистых спикул губок. Максимальная мощность средней толщи достигает 175,6 м.

Верхняя толща представлена диамикитами с содержанием грубообломочного материала до 50%. Максимальная мощность ее – 150 м.

Голоценовые ледниковые и озерно-ледниковые отложения имеют широкое распространение практически по всей территории массива Фишер. Формирование их связано с отступлением горных ледников, – вероятно, реликтов более обширного позднеплейстоценового оледенения. Возраст отложений определен на основе статьи, упомянутой выше [2]. Они создают целый комплекс основных, конечных и боковых морен, отображающих 4 промежуточные стадии дегляциации, имевшие место непосредственно в голоцене. Вначале сформировались основные морены (g_2Q_H), заполняющие малые долины в центральной части массива. Затем шло формирование конечных и боковых морен (g_3Q_H) в краевых частях долин и вдоль всего юго-восточного склона. В последующем (g_4Q_H) шло образование конечных и боковых морен, сосредоточенных в днищах каров, на склонах внутренних долин, а также вдоль всего северо-западного склона. Для завершающей стадии (g_5Q_H), продолжающейся в наши дни, характерно формирование конечных и краевых морен, встречающихся вдоль юго-восточного и фрагментарно вдоль северо-западного склонов массива. Практически все эти отложения имеют сходный вещественный состав с преоблада-

нием песков, супесей и суглинков с большим количеством обломочного слабо- или совсем не окатанного материала. Озерно-ледниковые осадки отмечаются вдоль северо-восточного склона массива. Формировались они, по-видимому, в период кратковременных отступлений краевой части покровного ленника. Донные поверхности озер выложены каменными мостовыми с вымытым мелкоземом.

Таким образом, изученный материал по массиву Фишер показывает, что для кайнозойского времени в данном районе характерна цепь трансгрессивно-ретргессивных событий, сменяющихся периодами оледенения и потепления и сопровождавшихся значительными колебаниями уровня дневной поверхности в очень широких пределах с максимальной амплитудой около 1500 м относительно современного уровня моря.

Литература

1. Laiba A.A., Pushina Z.V. Cenozoic Glacial-Marine Sediments from the Fisher Massif (Prince Charles Mountains) // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. 1997. P. 977–984.
2. Moriwaki K., Yoshida Y. and Harwood D.M. Cenozoic glacial history of Antarctica – A Correlative synthesis // Recent Progress in Antarctic Earth Science / Y. Yoshida, ed. Tokyo, 1992. P. 773–780
3. McKelvey B.C., Hambrey M.J., Harwood D.M., Mabin M.C.G., Webb P.N., Whitehead J.M. The Pagodroma Group – a Cenozoic record of the East Antarctic ice sheet in the northern Prince Charles Mountains // Antarctic Science. 2001. № 13(4). P. 455–468.

Н.А. Божко, Ю.В. Баркин

Диссимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамическое следствие относительных полярных смещений ядра и мантии Земли

Диссимметрия в системе Северного и Южного полушарий Земли в ходе суперконтинентальной цикличности (СЦ) по геоисторическим и геохронологическим данным. Данная диссимметрия проявляется в контрастах тектонической активности Северного и Южного полушарий в течение СЦ, что в частности выражается в степени их фрагментации при распаде суперконтинента и, следовательно, в количестве формирования коллизионных орогенических поясов при сборке нового; В преобладающем развитии в одной из названных полусфер по сравнению с дру-

гой определенных тектонических элементов и проявлений магматизма. Указанная дисимметрия носит знакопеременный характер от цикла к циклу [1, 2].

Главное геологическое содержание первых двух суперконтинентальных циклов (СЦ) состоит в формировании первичной сиалической коры в виде ортогнейсов ТТГ ассоциации. Процесс этот не до конца ясен и в плане указанных различий не проявлен. Породы однообразного состава с древнейшими датировками распространены довольно равномерно в Северной и Южной полусферах. Можно лишь отметить появление в первом СЦ (3,92–3,52 млрд лет) первых на Земле супракrustальных пород – комплекса Исуа в Гренландии. Во втором СЦ (3,52–3,12) более активно Южное полушарие. Формирование тоналитовой коры здесь продолжается в течение всего СЦ, тогда как в Северном полушарии оно практически завершается к рубежу 3,5 млрд лет. Происходит заложение первой генерации зеленокаменных поясов кратонов Каапваальского и Пилбара, становление первого расслоенного комплекса Мессина (3,3 млрд лет), накопление строматолитовых отложений на кратоне Пилбара с возрастом 3,43 млрд лет. Третий СЦ (3,12–2,72) характеризуется более значительной масштабностью проявлений тектонических процессов Лавразии: формированием протяженных гранит-зеленокаменных поясов (Абитиби и др.); появлением гранит-зеленокаменных областей с упорядоченным структурным рисунком в плане (кратон Сьюэриор), развитие которых по циклу Вильсона убедительно доказывается. В составе же зеленокаменных поясов Гондванских материков преобладают бимодальные вулканиты. Можно сказать, что механизм тектоники плит впервые начал развиваться в Лавразии. Следующий СЦ (2,72–2,32 млрд лет) за исключением океанических раскрытий в Северном Китае, характеризуется дроблением суперконтинента Кенория в Южном полушарии – в Индии, Австралии, Антарктиде – и формированием орогенических поясов во время Слифордской орогении. Проявление дисимметрии Земли в СЦ 2,32–1,92 млрд лет четко проявилось в Эбурнейском орогенезе южных материков на уровне 2,2–2,1 млрд лет, созданием суперконтинента Атлантика и заложением в это время поясов Северного полушария, испытавших коллизии Гудзонской эпохи диастрофизма около 1850 млн лет назад, при этом, последний, создавший суперконтинент Колумбия был более грандиозен, чем Эбурнейский.

СЦ 1,92–1,52 более значительно проявился в южной полусфере: в Австралии, Индии, Антарктиде, Южной Африке, как бы повторяя события СЦ 2,72–2,32 млрд лет. В результате коллажа континентальных блоков была создана Восточная Гондвана. В СЦ 1,52–1,12 млрд лет основные корообразующие события происходят в Северной Америке, Европе, Южном Китае; они завершились Гренвильской, Цинлинской складчатостью.

ми, тогда как в Южном полушарии к событиям такого масштаба можно отнести лишь развитие пояса Намаква – Наталь в Южной Африке. В полной мере диссимметрия Земли проявилась в СЦ 1,12–0,72 млрд лет. С учетом перигондванской природы Кадомского пояса, многочисленным панафриканским орогенам, спаявшим Гондвану в составе Паннотии, в Лавразии кроме Тиманид отвечают лишь системы Енисейского Кряжа и Китая, к тому же замкнувшиеся в основном на 200–250 млн лет ранее. В течение СЦ 0,72–0,32 млрд лет, в результате развития которого возникла Пангея, активные корообразующие процессы отмечаются в Лавразии, где формируются каледониды, герциниды, киммериды, тогда как Гондвана оставалась когерентной. Распад Пангеи привел к раскрытию большого числа молодых океанов в Южной полусфере, соответствующий намеченной анти-подальности, инверсирующей от цикла к циклу и прогрессирующй во времени.

Механизм полярного инверсионного циклического формирования суперконтинентов. Изложенные эмпирические обобщения весьма естественным образом объясняются с позиций развивающейся геодинамической модели. Основу модели составляет механизм вынужденных относительных трансляционных смещений (и поворотов) ядра и упругой мантии Земли в результате внешних гравитационных воздействий и внутренних взаимодействий в системе оболочек Земли. В докладе мы даем предварительное схематическое объяснение циклическому формированию суперконтинентов.

В настоящую эпоху наблюдается широкий круг вековых изменений геодинамических и геофизических процессов, которые получили объяснение именно с позиций развивающейся модели – как динамические следствия векового дрейфа центра масс ядра Земли (с избыточной массой около 20 % массы Земли) относительно центра масс мантии в северном направлении. В результате наблюдаются следующие явления: расширение Южного полушария и сжатие Северного, вековое нарастание силы тяжести в Северном полушарии и ее убывание в Южном, контрастное изменение уровня океана в N/S полушариях, убывание среднего атмосферного давления в Южном полушарии и его нарастание в Северном, контрастные суперротации атмосферы Земли в Южном и Северном полушариях и их вековые изменения, N/S вековой инверсионный океанический прилив; вековая вариация глобальной циркуляции океана и вод Северного и Южного полушарий, N/S асимметрия аномалий магнитного поля и их вариаций; N/S асимметричная дегазация и ее увеличение в Южном полушарии и аналогичные явления во всех иных планетарных процессах [3]. В серии докладов Ю.В. Баркина на Генеральной ассамблее IUGG (Перуджиа, Италия, 2007 г.) [3], а также на Генеральной ассамблее

ЕGU (Вена, Австрия, 2008 г.) перечисленные и другие предсказанные явления получили механическое истолкование и объяснение. Предсказан широкий ряд инверсионных явлений на планетах и спутниках, которые в настоящее время получают все новые и новые подтверждения в данных космических миссий к телам Солнечной системы и в наземных наблюдениях.

Основной вывод, который позволяют сделать указанные исследования, следующий. В современную эпоху наблюдается разносторонние проявления действия механизма вынужденной относительной раскачки (в частности медленного относительного дрейфа) ядра и мантии Земли. А это означает, что этот механизм является универсальным и работающим во все геологические эпохи. Поэтому те результаты, которые мы уловили в геодинамических и геофизических процессах, на полных основаниях могут быть распространены на долгопериодические процессы в разных шкалах времени, включая геологическую. Если мы обнаружили медленное расширение Южного полушария и сжатие Северного в современную эпоху, то через миллионы лет этот процесс может привести к существенному изменению динамического сжатия Земли и ее грушевидности. Подобную картину мы наблюдаем на Марсе с его четкой биполярной структурой. По нашей модели динамическое строение Марса есть результат действия механизма смещения ядра в геологические периоды времени, которое в современную эпоху оценивается в 15–20 км. Это смещение настолько велико для сравнительно небольшого Марса, что в принципе может быть обнаружено в результате соответствующих сейсмических исследований на поверхности Марса. Указанный механизм смещения ядра (и других оболочек) позволяет понять такие нетривиальные и труднообъяснимые явления, как: гейзеры на Южном полюсе Энцелада, циклические вариации напряжений «тигровых полос» в зоне гейзеров, невероятные атмосферные сооружения в зонах Северного и Южного полюсов на Венере, Марсе, Юпитере, Сатурне, Уране, Нептуне, Титане и т.д., в целом повышенная и асимметричная активность полярных регионов планет и спутников. Но вернемся к Земле и к процессам в геологической шкале времени.

Плюмтектоническая деятельность ядра, дрейфующего и колеблющегося с широким спектром частот относительно мантии, в длительной шкале времени приводит к контрастным вариациям геодинамических обстановок в N/S полушариях. Именно указанные полярные колебания ядра и мантии в ходе геоэволюции оставили после себя геологические свидетельства на поверхности Земли, которые и были обнаружены и впервые детально описаны [1, 2]. Такие гигантские тела как ядро и мантия Земли в результате колебаний, деформаций и относительных смещений легко преобразовывали лик Земли: формировали N/S ориентирован-

ные рифтовые структуры, приводили к направленным и организованным движениям литосферных плит, более интенсивно разогревали Южное полушарие, управляли океаном – повышая или понижая его средний уровень. В современную эпоху мы наблюдаем тенденцию смещения континентальных блоков плит в Северное полушарие. Это явление созвучно с наблюдаемым перераспределением океанических и воздушных масс из Южного полушария в Северное полушарие [3]. Т.е. указанные процессы являются длительными и происходят, в том числе, в геологической шкале времени. Значит и фундаментальный тектонический процесс формирования суперконтинентов обладает полярной направленностью, является циклическим, что находится в полном согласии с результатами, описанными в первой части доклада. По нашей геодинамической модели, в тектонических процессах должны проявляться все астрономические цикличности, связанные с периодами возмущений в орбитальных движении тел Солнечной системы, в том числе обусловленные галактическим движением Солнечной системы. Одна из таких фундаментальных цикличностей характеризуется периодом около 400 млн лет и была выявлена на основании историко-геологических и геохронологических данных.

Литература

1. Божко Н.А. Геодинамическая инверсия в полярной системе Северного и Южного полушарий земли // Вестн. МГУ. Серия 4, Геология. 1992. № 5. С. 27–38.
2. Божко Н.А. Суперконтиненты в истории Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: в 2 т. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2007. С. 91–96. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Barkin's reports at GA IUGG 2007: Directed reorganization of the Earth in present epoch and solution of fundamental problems of geodynamics; Forced redistribution of air masses between southern and northern hemispheres of the Earth; et al. Proceedings of IUGG XXIV General Assembly, Perugia, Italy 2007: Earth: Our Changing Planet (Perugia, Italy, July 2–13, 2007), www.iugg2007perugia.it.

В.С. Бочкарев¹, А.М. Брехунцов¹, К.Г. Лукомская¹

Палеозойская геологическая история Арктики в пределах сектора Западной Сибири и Карского моря

К северу от Северного полярного круга домезозойские образования вскрыты примерно 60 скважинами, включая параметрическую скважину

¹ Сибирский научно-аналитический центр (ОАО СибНАЦ), Тюмень, Россия

на о-ве Свердруп. Все межскважинное пространство покрыто современными сейсморазведочными профилями ОГТ, позволяющими в совокупности представить историю региона в генерализованном виде и увязанную с геодинамикой Таймыра, Новой Земли, Пай-Хоя и Полярного Урала. Палеонтологически доказанными наиболее древними отложениями являются ордовикские и силурийские известняково-глинистые отложения. Установлено, что палеозойский цикл осадконакопления завершился терригенно-мергелистыми отложениями и базальтами нижнего триаса на Ямале, где вся толща смята в складки с углами наклона 45–60°, а породы доведены до стадии катагенеза АК₁ [1].

К югу от Обской губы пермо-триасовые отложения молассоидного типа установлены в Ярудейском межгорном прогибе, где они залегают положе – до 5–10° и картируются сейсморазведкой.

К востоку от Обской губы выявлены домезозойские образования двух типов. К первому отнесены филлиты, хлорит-серicitовые и другие метаморфические сланцы, которые во временном поле имеют хаотический рисунок осей синфазности – акустический фундамент, а по преломленным волнам характеризуются высокими кажущимися скоростями около 5,9–6,4 км/с. Второй тип представлен неизмененными органогенными известняками с девонской фауной и более молодыми отложениями карбона и перми и, местами, траппами пермо-триасового возраста [2].

В сейсмическом поле эти отложения характеризуются более или менее четкой слоистостью и часто низкими скоростями преломленных волн 5,2–5,7 км/с. Местами в области фациального преобладания в разрезе доломитов и известняков скорости преломленных волн скачком увеличиваются до 6,5–6,8 км/с. Путем прослеживания сейсмоотражающих границ от скважин и районов обрамления во внутренние районы мы получаем приблизительную картину развития четырех типов разрезов. Это складчатый тип всего палеозоя, включая нижний триас – Ямальский тип. Второй тип – Медвежий, характеризует выступы или горсты древних, доордовикских, образований. Третий тип – верхний палеозой, выполняющий межгорные прогибы и, наконец, четвертый тип – чехольные толщи палеозоя, тяготеющие к Сибирскому кратону. Они местами включают пермо-триасовые траппы, выполняющие вулканотектонические депрессии со сходящимися на крыльях отражающими границами ОГТ.

Коротчаевская депрессия, вскрытая сверхглубокими скважинами СГ-6, СГ-7 и Уренгойской скважиной 414, имеет амплитуду до 4,5 км, что соответствует мощности траппов в Норильском районе, где их возраст по цирконам установлен U-Pb методом на SHRIMP-II и равен 250,7±1,5 млн лет по изохроне на основе из 150 зерен [3]. Аналогичный возраст имеют

траппы Уренгойского района, где они достоверно охватывают возрастной интервал от верхов татарского яруса до половины оленекского [4].

Отдельно подчеркнем, что сейсморазведочный профиль ОГТ, отработанный недавно в Енисейском заливе, показал широкое развитие пологозалегающего палеозоя с докембрийским фундаментом, выходящим под мезозойский чехол в районе о-ва Сибирякова, и наличие несогласного структурного яруса повышенной мощности приблизительно в объеме верхней перми и нижнего триаса, перекрытых, как и на о-ва Свердруп, верхней юрой и мелом. Данный профиль 2407Д-6 может служить доказательством того, что складчатый палеозой на Южном Таймыре к западу резко сменяется нескладчатым с периклинальным орогенным прогибом. Это имеет большое нефтегазопоисковое значение, но в структурном плане, с учетом сейсморазведочных материалов по Гыданской губе и Обской, не позволяет хоть как-то соединить складчатые зоны Новой Земли с зонами Таймыра. Напротив, сюда в Енисейский залив и Гыданскую губу клином с юга и севера заходят области байкальской консолидации или размещается древний срединный массив.

На Ямале, как и на Новой Земле, формационные ряды палеозоя оказались во многом сходными. Восточная часть рассматриваемого сектора представляет собой другую последовательность толщ. В целом получается, что на востоке региона крупный мегацикл охватывает венд-нижнетриасовые отложения, а на западе – ордовикско-нижнетриасовый ряд. При этом на западе дифференциация бассейна проявилась уже в ордовике и усилилась в раннем девоне, когда обозначились глубоководные впадины с кремнисто-яшмовыми толщами, окруженные карбонатными платформами. В начале позднего девона местами проявился базальтоидный магматизм. Позднепалеозойское время характеризуется резкой дифференциацией территории и складчатостью, которая оказалась общей для Пай-Хоя, Новой Земли и Полярного Урала и завершилась в среднетриасовую эпоху между 244 и 220 млн лет. Она имела южную и юго-западную вергенции. Море регрессировало с этой территории в течение пермского периода. Складчатость не сопровождалась существенной гранитизацией и глубоким размывом складчатых образований. На Ямале, кроме самой южной части, принадлежащей Урало-Монгольскому поясу, гранитоиды не установлены, а выявлены лишь меланократовые тела габбро (Бованенковское, Новопортовское и другие месторождения).

Восточная часть региона также характеризуется устойчивым морским режимом в течение всего палеозоя с преобладанием карбонатных фаций, с фауной открытого моря в условиях эпикратонного бассейна, граничащего на западе с миогеосинклинальным в пределах Гыданского полуострова и п-ова Ява. Вероятнее всего, южная часть Карского мо-

ря являлась в палеозойскую эру гетерогенным объектом почти до широты Северного острова Новой Земли. Анализ сейсморазведочных профилей позволяет проводить между указанными областями только зигзагообразную границу с выделением небольших срединных массивов, не вписывающихся конформно в очертания современных складчатых систем Ямала и Таймыра. Лишь после нефтегазопоискового бурения на островах Оленьем, Сибирякова и других с изучением доюрских толщ эта проблема может быть решена, но уже сейчас можно поставить под сомнение целостность Арктического складчатого пояса.

Думается, что имеющиеся геолого-геофизические материалы по рассматриваемому сектору Арктики не позволяют здесь выделять герциниды и «популярные» триасовые грабен-рифтовые системы.

Литература

1. *Фомин А.Н.* Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Западной Сибири // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Сб. докл. Всерос. науч. конф. Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 221–224.
2. *Бочкарев В.С., Несторов И.И.(мл.), Брехунцов А.М.* Тектоника фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Сб. докл. Всерос. науч. конф. Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 26–28.
3. *Петров О.В., Малич К.Н., Дистлер В.В., и др.* Первые минералого-geoхимические и геохронологические характеристики цирконов из пород интрузива Норильск-1 (Сибирская платформа, Россия) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: в 2 т. М.: ГЕОС, 2006. С. 102–104. (Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии; Т. 2).
4. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г., Черепанова Н.Л.* Амфитеатр пермо-триасового магматизма Северной Евразии // Горные ведомости. Тюмень, 2007. №7 (38). С. 6–16.

История формирования осадочно-породных бассейнов шельфа российской Арктики

Все осадочно-породные бассейны шельфа Арктики расположены на коре континентального типа и связаны с глубокими прогибами, где мощность осадков достигает 15 км и более. К таким прогибам относятся Баренцевоморский, Южно-Карский, Лаптевоморский, Восточно-Сибирский и Северо-Чукотский. В их глубоких частях консолидированная кора утонена до 10–15 км, а скорости продольных волн в ней характерны для базальтового слоя [1]. Глубина подошвы земной коры (граница Мохо) в таких прогибах изменяется от 40–42 км в бортовых частях до 33–35, иногда до 25 км в осевых зонах погружения.

Основную роль в формировании этих прогибов играл континентальный рифтогенез, который привел к последовательному расколу земной коры, растяжению и погружению осадков на большие глубины. Впоследствии на месте древних рифтогенных прогибов сформировались крупные синеклизы, заполненные большими мощностями осадков.

Последующая инверсия привела к изменению структурного плана и формированию линейных валообразных поднятий, складчатых зон и надвигов, вытянутых вдоль бортов глубоких прогибов. Природа инверсии могла быть разнообразна и связана как с тектоническими процессами сжатия, так и с гравитационными силами огромных масс осадочных пород. Основным признаком инверсии является несоответствие структурных планов по глубоким и верхним горизонтам осадочного чехла в пределах области максимальных мощностей осадков, что крайне благоприятно для формирования локальных очагов генерации углеводородов и для их миграции и аккумуляции в пределах самостоятельных зон нефтегазонакопления. В геологической истории бассейнов Арктики выделяется несколько этапов рифтогенеза, часто синхронных на удаленных участках [2]. Синхронность проявления рифтогенеза позволяет наметить региональные зоны, протягивающиеся на сотни и тысячи километров.

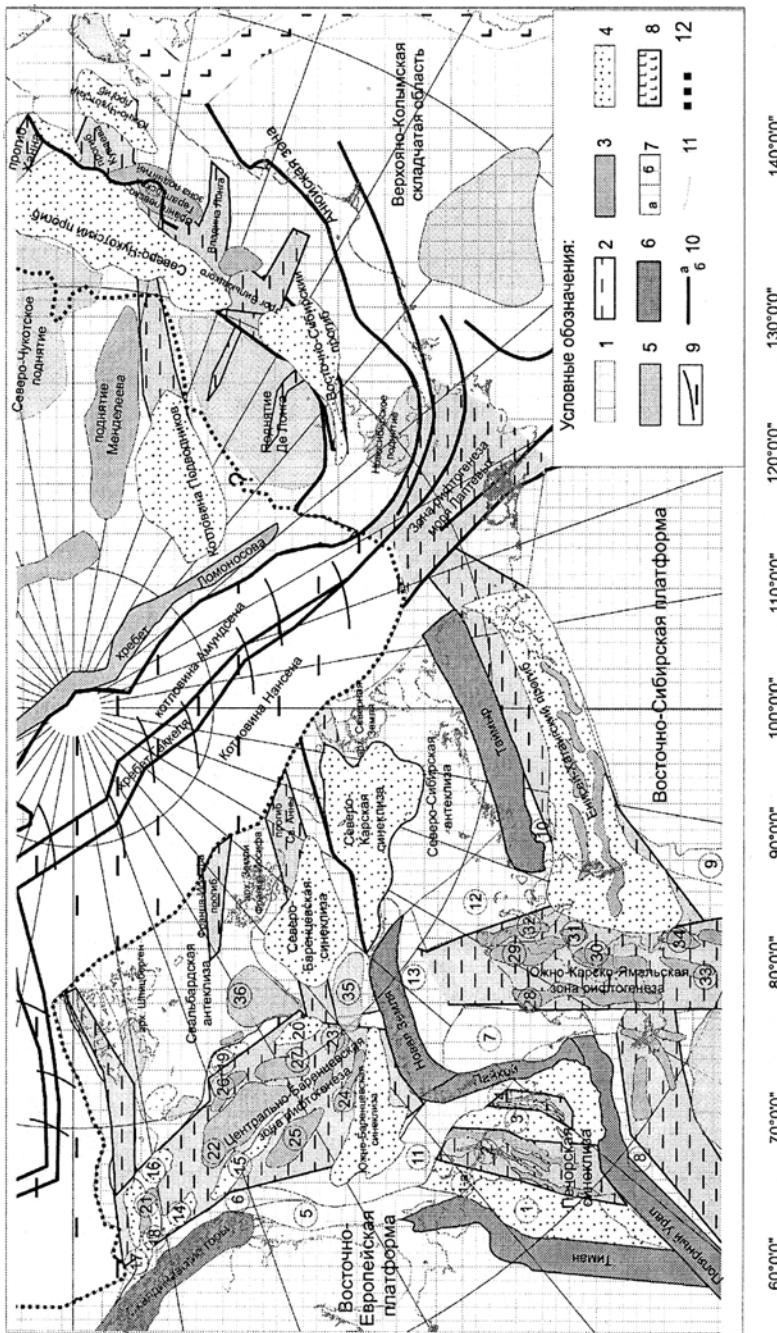
В пределах Арктического шельфа осадочно-породные бассейны расположены в пределах двух крупных блоков земной коры. Западный, евразийский, Норвежско-Баренцево-Карский блок охватывает одноименные моря, западную часть моря Лаптевых и архипелаги и острова (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новая Земля и др.). Восточ-

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

ный, amerазийский, блок включает восточную часть моря Лаптевых, Восточно-Сибирское море с Новосибирскими островами и Чукотское море с островами Врангеля и Геральда. Разделами между блоками служит рифтовая зона подводного хребта Гаккеля и ответвления этой зоны на юге, а также смежные с хребтом глубоководные котловины (рисунок).

Принципиальное различие бассейнов западного и восточного блоков российской Арктики заключаются в их развитии на мезозойском этапе геологической истории земли, что привело к различию в возрасте основной массы их осадочного выполнения. Бассейны западного, евразийского, блока, в большей степени развивавшиеся синхронно с Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской древними платформами и их арктическими окраинами, не претерпели повсеместной складчатости. При относительно небольших размерах растяжения формировались обширные рифтовые впадины (Центрально-Баренцевоморская и Южно-Карско-Ямальская, Печоро-Колвинский авлакоген и Енисей-Хатангский прогиб) с большими толщинами осадочного чехла от 7 до 10–13 и более км. Их последующая инверсия не завершилась интенсивной складчатостью, а лишь послужила причиной формирования линейных валообразных поднятий. Инверсией, приведшей к интенсивной складчатости, были затронуты лишь отдельные линейные зоны, такие как байкалиды в пределах Тимано-Печорского бассейна, каледониды Шпицбергена, герциниды Западной Сибири, киммериды Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и Таймыра.

Амеразийский блок, который первоначально представлял собой северо-восточное продолжение Сибирской платформы [3] на мезозойском этапе превратился в платформенно-складчатую область, где большая часть древних бассейнов – аналогов бассейнам евразийского блока затронута позднекиммерийской складчатостью умеренного сжатия с рядом крупных остаточных срединных массивов. В результате основная часть недислоцированного осадочного чехла бассейнов amerазийского блока представлена отложениями позднего мезозоя – кайнозоя. Эпоха позднемелового – палеоцен-эоценового растяжения привела к сбросовым смещениям и формированию крупных прогибов (Северо-Чукотский и Восточно-Сибирский прогибы). Отдельные реликты рифтогенных прогибов палеозойского возраста, сохранившихся слабо дислоцированными с предшествующих этапов геологического развития, можно проследить в пределах Чукотского моря, моря Лаптевых, в пределах Аляски, где верхнепалеозойско-нижнемезозойские терригенно-карбонатные толщи формируют линейные валообразные поднятия. Часто инверсия приводила к образованию складчатости с широким развитием чешуйчатых надвигов (Врангелевско-Геральдская гряда, Верхоянский складчатый пояс) [4].



← Схема расположения основных тектонических элементов Арктики.

1 – относительно стабильно развивающиеся участки древней платформы; 2 – региональные зоны континентального рифтогенеза с последующим развитием глубоких впадин и инверсионных валов; 3 – валы инверсионные; 4 – впадины, наложенные на структуры более древнего заложения; 5 – сводовые поднятия; 6 – складчатые области; 7 – киммерийское основание восточного сектора Арктики: *a* – более дислоцированное, *b* – менее дислоцированное; 8 – вулканические пояса; 9 – рифтогенез с возможным формированием коры океанического типа; 10 – глубинные разломы; 11 – граница континентального склона; 12 – береговая линия.

Структурные элементы. Печорская синеклиза: 1 – Ижма-Печорская впадина, 1-а – Малземельско-Колгуевская моноклиналь, 2 – Печоро-Колвинский авлакоген, 3 – Большеземельский блок (Хорейверская впадина) 4 – Варандей-Адзвинская структурная зона. Баренцево-Карский шельф: 5–10 – моноклинали: 5 – Кольская, 6 – Финмарк, 7 – Припайхайская, 8 – Приуральская, 9 – Приенисейская, 10 – Притаймырская; 11–13 – зоны тектонических ступеней: 11 – Южно-Баренцевская, 12 – Восточно-Карская, 13 – Пахтусовская. Центрально-Баренцевская зона рифтогенеза: Прогибы: 14 – Хаммерфест, 15 – Нордкап, 16 – Бъёрная, 17 – Харстад, 18 – Тромсё, 19 – Св. Ольги, 20 – Малыгинский грабен. Валы (инверсионные): 21 – поднятие Лоппа, 22 – поднятие Бъярмелэнд, 23 – Демидовско-Лудловский мегавал, 24 – Штокмановская седловина, 25 – свод Федынского, 26 – поднятие Центральной банки, 27 – поднятие Ферсмана. Южно-Карско-Ямальская зона рифтогенеза. Валы (инверсионные): 28 – Нуруминский, 29 – Малыгинский, 30 – Ямбургский, 31 – Гыданский, 32 – Преображенско-Зеленомысовский, 33 – Уренгойский, 34 – Тазовский. Сводовые поднятия, 35 – Адмиралтейский вал, 36 – поднятие Вернадского

Существенная роль в новейшем тектоническом плане принадлежит Арктической рифтовой системе и формированию океанической коры в районе подводных хребтов Гаккеля и Книповича (?). Кайнозойская рифтовая система, вероятно, уже без разрыва сплошности коры, имеет продолжение в пределах моря Лаптевых в виде системы горстов и грабенов, заполненных кайнозойскими осадками. Ее южные ветви прослеживаются на юг и юго-восток в пределах суши, являясь естественным продолжением более древних киммерийских структур Верхоянского складчатого пояса. Кайнозойский рифтогенез играет существенную роль в формировании нефтегазоносности восточного сектора Арктики. Его проявления в пределах континентальной коры амerezийского блока обеспечили мощность кайнозойских отложений до 7–10 км, залегающих на дислоциированном комплексе палеозойско-мезозойских пород.

Таким образом, все осадочно-породные бассейны арктического шельфа зародились на коре континентального типа. Их последующее преобразование в результате многоэтапного синхронного рифтогенеза привело к формированию глубоких депрессий с толщиной осадочного слоя от 10 до 20 км. Возможное единство бассейнов евразийского и амerezийского секторов Арктики могло быть в палеозое, в то время как на

позднемезозойско-кайнозойском этапе отмечается их тектоническая разобщенность. Влияние активного рифтогенеза юрского-мелового и кайнозойского возраста оказало существенное влияние на структуру окраины Арктического шельфа.

Литература

1. Артошков Е.В. Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1289–1306.
2. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
3. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
4. Бурлин Ю.К., Ступакова А.В. Геологические предпосылки перспектив нефтегазоносности шельфа Российского сектора Северного Ледовитого океана // Геология нефти и газа. 2008. № 4. С. 13–23.

**Л.В. Варова¹, В.В. Гандюхин¹, А.Ю. Казанков¹, Ю.Б. Гусева¹,
Г.Л. Лейченков²**

**Некоторые особенности тектонического строения моря
Дюмон Д'Юрвиля, Восточная Антарктида
(предварительные результаты морских геофизических
исследований 2008 г.)**

В 2008 г. Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ФГУНПП «ПМГРЭ») были выполнены комплексные морские геофизические исследования в море Дюмон Д'Юрвиля, расположенном у берегов Антарктиды в юго-восточной части Индийского океана. Работы проводились с борта НИС «Академик Александр Карпинский» и включали в себя сейсморазведку методом общей глубинной точки (МОГТ), выполнявшуюся в комплексе с гидромагнитными и гравиметрическими наблюдениями, а также сейсмические зондирования методом преломленных волн (МПВ) с радиобуями. При выполнении сейсмического

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

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

профилирования применялся цифровой комплекс MSX-6000, включающий цифровую сейсмическую косу и регистрирующий комплекс (программное обеспечение – MSX Apps CD ver. 2.1212) производства компании «INPUT/OUTPUT, Inc.» (США). В ходе работ было выполнено около 4200 км комплексных геофизических профилей и 10 сейсмозондирований. Сейсмозондирования МПВ выполнены с радиобуями в дрейфовом варианте постановки по методике обращенного годографа. Обработка полевых сейсмических данных была проведена с помощью пакета программ ProMAX (ver. 2D 2003.3.3) и включала в себя набор стандартных процедур.

Континентальная окраина рассматриваемого сектора Антарктики относится к категории невулканических окраин, и была образована в результате длительного позднемезозойского рифтогенеза, начавшегося около 160 млн лет назад, и последовавшего за ним в позднемеловое время раскола литосферы Восточной Гондваны с разделением Австралии и Антарктиды в режиме ультрамедленного спрединга [1, 3, 4]. Предварительный анализ полученных геофизических данных подтвердил, что изученной континентальной окраине присущи признаки экстремального растяжения, которое привело к образованию широкой (100–150 км) зоны развития коры с преобладанием метаморфизованных мантийных пород и продуктов плавления мантии (габбро, базальтов), подстилающих осадочный чехол (рисунок). Зона развития такой «ультраосновной» коры отмечается резким подъемом границы Мохоровичича, отчетливо прослеженной на большинстве сейсмических разрезов, а также длинно-периодной положительной аномалией силы тяжести и широкой положительной магнитной аномалией. В осевой части зоны развития ультраосновной коры на сейсмических разрезах выявлены фрагменты перидотитовых (серпентинизированных) хребтов и поднятий, над которыми отмечаются локальные положительные аномалии поля силы тяжести.

В восточной части района работ в области развития «ультраосновной» коры оконтурен крупный (170×500 км) блок земной коры, известный в зарубежной литературе как «рифтовый блок Земли Адели» [1]. Природа этой структуры, не имеющей аналога на континентальной окраине Восточной Антарктиды, во многом неясна. В сейсмической записи блок характеризуется крайне сложной внутренней структурой при значительном увеличении общей мощности коры по сравнению с соседними площадями и на уровне предварительной интерпретации классифицируется как «отделенный континентальный блок», в составе которого, помимо фрагментов утоненной континентальной кристаллической коры, присутствуют мощные рифтовые осадки, интрузивные и вулканические породы.

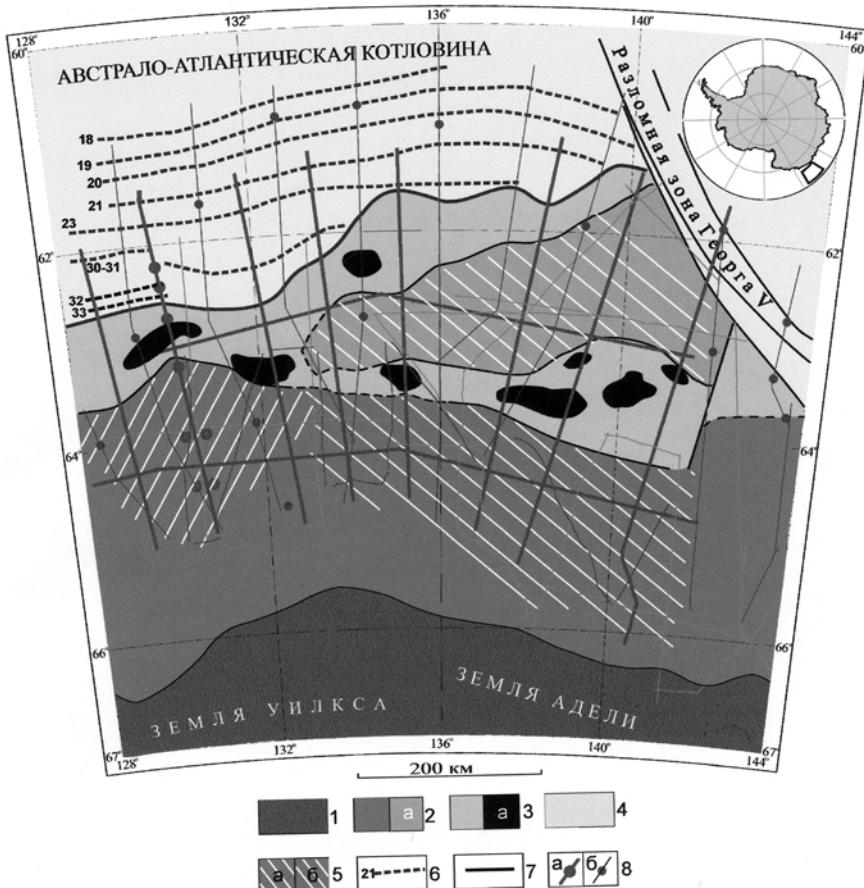


Рис. 1. Схема тектонического районирования

1 – континентальная кора, не затронутая рифтогенным растяжением; 2 – интенсивно растянутая (рифтогенная) континентальная кора (а – «отделенный» континентальный блок); 3 – преимущественно ультраосновная кора (а – перидотитовые хребты); 4 – океаническая кора; 5 – область развития дизъюнктивных деформаций в позднем рифтовом комплексе и их возраст (а – туронский; б – маастрихтский); 6 – номера хронов полярности магнитного поля; 7 – граница между океанической и «ультраосновной» корой; 8 – геофизические профили и пункты сейсмозондирований (а – 2008 г., б – предшествующих зарубежных экспедиций).

В области развития океанической коры по результатам магнитометрических исследований с учетом данных зарубежных экспедиций выявлена кайнозойская последовательность линейных магнитных аномалий от 33 (79,1 млн лет – кампан) до 18 (40,1 млн лет – эоцен) со скоростью

полуспрединга от 3 до 11 мм/год. Геометрия идентифицированных магнитных аномалий предполагает асинхронный спрединг морского дна в исследуемом районе и омоложение возраста раскрытия рифта в восточном направлении.

В осадочном чехле глубоководной области бассейна выделены рифтовый и пострифтовый этажи, разделяющиеся на несколько индивидуальных сейсмических комплексов. Отложения комплексов рифтового этажа, мощность которого достигает 13 км, характеризуются широким развитием пликативных и дизьюнктивных деформаций, а также присутствием в разрезе вулканических пород основного состава, находящихся отражение в аномальном магнитном поле. Возраст комплексов рифтового этажа, охватывающий диапазон от верхней юры до верхнего мела, определяется на основании сопоставления полученных сейсмических данных с сейсмическими разрезами и результатами бурения на континентальной окраине Южной Австралии [2, 5]. С запада на восток предполагается омоложение верхней части рифтового разреза. Суммарная мощность комплексов пострифтового этажа варьирует от 1 до 5 км. Как и в других бассейнах континентальной окраины Антарктиды, в верхней (постсреднеэоценовой) части разреза широко развиты отложения ледниково-морского генезиса, имеющие отчетливое отображение в сейсмической записи.

Литература

1. *Close D.I., Stagg H.M.J., O'Brien P.E.* Seismic stratigraphy and sediment distribution on the Wilkes Land and Terre Adélie margins, East Antarctica // *Marine Geology*. 2007. V. 239. P. 33–57.
2. *Krassay A.A., Cathro D.L., Ryan D.J.* A regional tectonostratigraphic framework for the Otway Basin. *Eastern Australasian Basins Symposium / P.J. Boult, D.R. Johns, S.C. Lang (Eds.)*. 2004.
3. *Sayers J., Symonds P., Direen N.G., Bernardel G.* Nature of the continent-to-ocean transition the non-volcanic rifted margin of the central Great Australian Bight, in *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins // A Comparison of Evidence from Land and Sea: Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2001. V. 187. P. 51–77.
4. *Tikku A.A., Cande S.C.* The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrones? // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, № B1. P. 661–667.
5. *Totterdell J.M., Blevin J.E., Struckmeyer H.I.M. et al.* A new sequence framework for the Great Australian Bight: starting with a clean slate // *APPEA J.* 2000. V. 4. P. 95–117.

Тектонические поля напряжений в развитии структуры о-ва Столбовой (по геологическим и сейсмологическим данным)

Количественные характеристики условий деформирования горных пород, фиксируемые в ранговых тектонических полях напряжений, являются одним из весьма ценных материалов для построения геодинамических моделей коэволюционного развития разномасштабных структурно-вещественных комплексов. Во-первых, это информация дает возможность судить о кинематике механизмов деформационного процесса, «контролирующих» разнообразие тектонических структур (сбросовый, взбросовый или сдвиговый механизмы деформации в условиях «сжатия» или «растяжения»). Во-вторых, эта информация позволяет, используя тектонофизические критерии выделения фаз и циклов деформации [1], определять относительную последовательность инверсионной смены фазовых механизмов в пределах циклов деформации (определенного иерархического ранга). В целом же следует отметить, что ранжированная информация об условиях деформирования горных пород, – наиболее объективная (численная) характеристика причинно-следственных соотношений, связывающих тектонические процессы и тектонические структуры. Именно в этом заключается ценность указанной информации для построения геодинамических моделей развития структурно-вещественных комплексов.

Выполненные реконструкции тектонических полей напряжений основаны, как указывается в заглавии работы, на исходных данных двух типов. Геологическими данными явились элементы залегания трещиноватости и слоистости осадочного комплекса горных пород столбовской свиты (J_3-K_1). Структура комплекса характеризуется пологой складчатостью и довольно крутыми надвигами. Простирации длинных осей складок и плоскостей надвигов устойчивы и характеризуются диагональной ориентацией относительно стран света, соответствующей простиранию длинной оси острова. Информация об элементах залегания слоистости, трещин и надвигов собрана в южной части острова (рис. А и В) и любезно предоставлена для реконструкций сотрудниками ГИН РАН. Сейсмологическая информация заимствована из публикаций о землетрясении ($M=4,8$),

¹ Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе (РГГРУ), Москва, Россия

² Геофизическая обсерватория «Борок» института физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

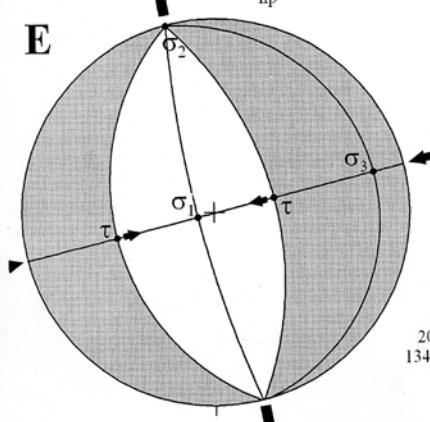
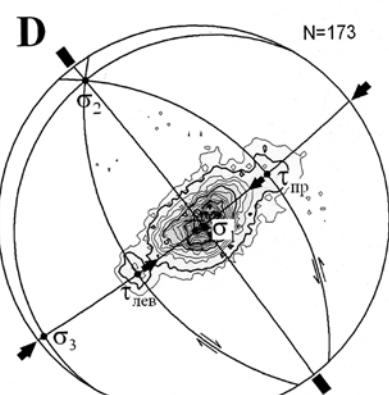
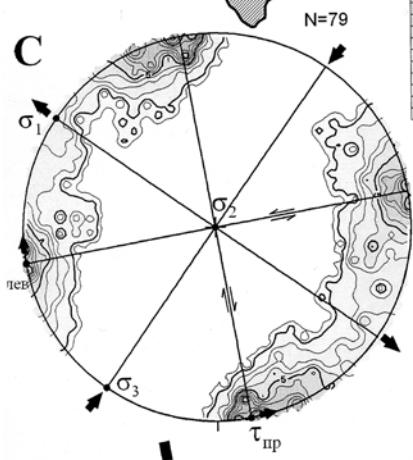
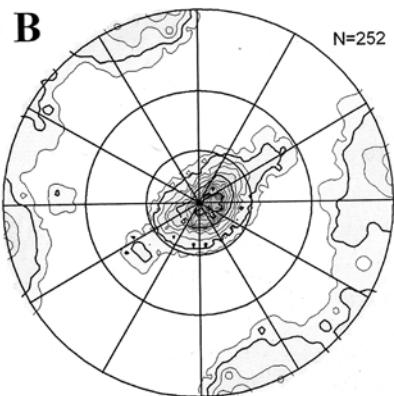
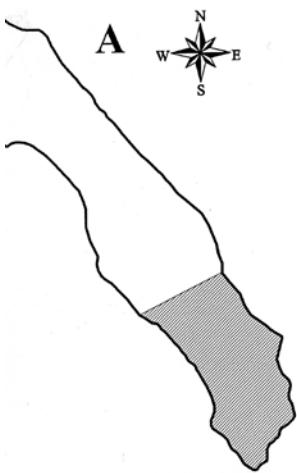
имевшем место поблизости от острова на участке шельфа моря Лаптевых с координатами 74,10° с.ш. и 134,82° в.д. и зафиксированном (2003.12.07.9:16:12) в характеристиках восьми сейсмостанций.

В ряду унаследовано сменяющих друг друга тектонофизических характеристик деформационного процесса – выявлены главные особенности его развития на, условно, мезозойской, мезозойско-кайнозойской и современной фазах единого цикла деформации. Мезозойская фаза (рис. С) характеризуется сдвиговым механизмом деформации при минимальном значении вертикальных тектонических движений. В этих условиях, вероятно, происходило обособление крупного блока деформируемой среды, имеющего в плане трапециевидную форму. Направление удлинения блока соответствует простиранию оси «растяжения», а укорочения, – оси «сжатия». Движение блока к дневной поверхности и превращение его в остров связано с кинематикой следующей, мезозойско-кайнозойской, фазы деформационного процесса (рис. D). Ее развитие контролируется взбросовым механизмом деформации в условиях значительной роли горизонтального сжатия и возрастающего значения вертикальных тектонических движений. С этими условиями связано формирование пологой складчатости и надвигов, характеризующихся простиранием шарниров складок и плоскостей сместителя по нормали к оси «мезозойско-кайнозойского» сжатия. При этом снижающаяся постепенно роль вертикального растяжения в сочетании с горизонтальной ориентацией плоскости его действия являлись наиболее благоприятными условиями для формирования «кайнозойской» коры выветривания. Современная фаза развития структуры (рис. E) продолжает контролироваться взбросовым механизмом деформации, но уже в условиях вновь возрастающей роли вертикального растяжения. Признаками этого возрастания являются «клифы» юго-западного побережья острова, эрозия и дискретная сохранность коры выветривания и узкие, глубоко врезанные русла рек.

Сравнение ориентировок главных нормальных напряжений, проведенное от фазы к фазе (рис. С, D E) свидетельствует, что развитие цикла деформации на этих фазах происходит в условиях направленного вращения главных осей тензора напряжений по часовой стрелке. Возможно, в этой закономерности отражается кинематика глобальных вращательных тектонических движений, присущих иерархически более крупным структурно-вещественным комплексам.

Литература

1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 90–93. (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 1).



↔ Рис. А. Заштрихована южная часть о-ва Столбовой (Новосибирский архипелаг), на которой собрана геологическая информация

Рис. В. Сводная стереограмма ориентации 252 элементов залегания слоистости, трещин и надвигов, построенная на верхней полусфере сетки Вульфа

Рис. С. Реконструкция параметров поля тектонических напряжений по данным о 79 элементах залегания трещин. «Мезозойская» фаза цикла деформации. Сдвиговый механизм деформационного процесса

Рис. Д. Реконструкция параметров поля тектонических напряжений по данным о 173 элементах залегания слоистости и надвигов. «Мезозойско-кайнозойская» фаза цикла деформации. Взбросовый механизм деформационного процесса

Рис. Е. Реконструкция параметров поля тектонических напряжений по данным о восьми характеристиках землетрясения с $M=4,8$ в координатах 134.82E 74.10N. «Современная фаза» цикла деформации. Взбросовый механизм деформационного процесса

В.Е. Вержбицкий^{1,2}, С.Д. Соколов³, М.И. Тучкова³

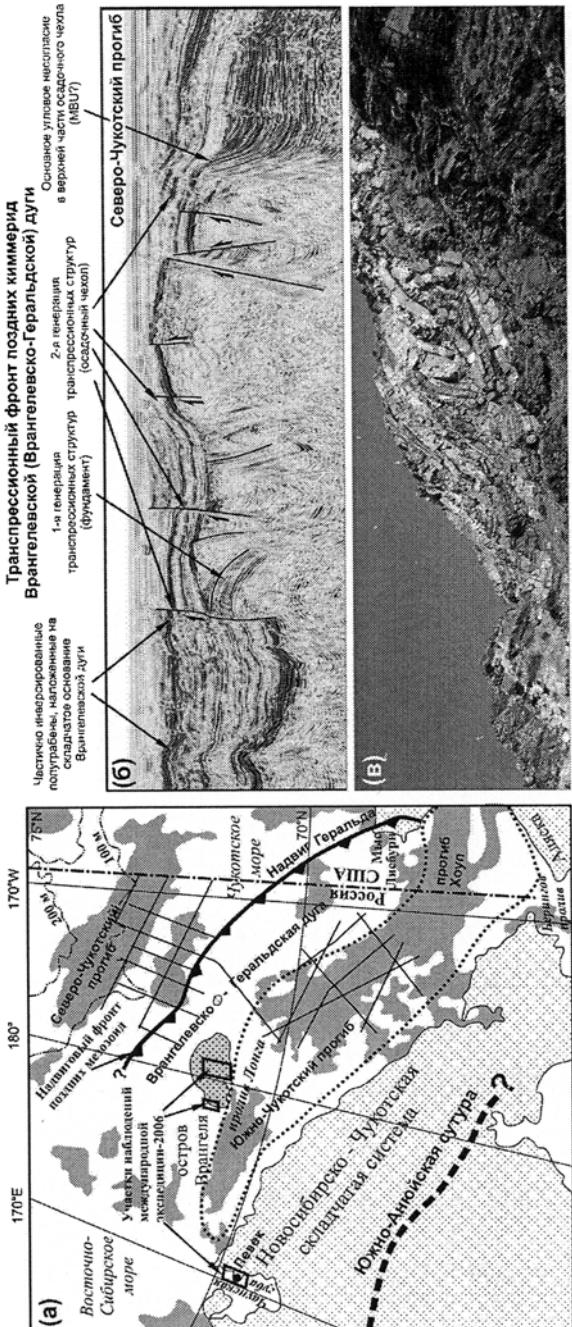
**Тектоника, этапы структурной эволюции и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря
(Российская Арктика)**

Настоящая работа основана на новых 2D сейсмических данных, полученных в российской части Чукотского моря (осень 2006 г.) геофизической компанией Ти Джи Эс Нопек совместно с ООО «Интегратор геофизических решений» и некоторых результатах Международной Российской-Шведско-Американской геологической экспедиции-2006 на о-ве Врангеля и Северной Чукотке. В пределах шельфа Чукотского моря выделяется ряд крупных структурных элементов [1–7, 9, 11–14] (рисунок, фрагмент *α*). В северной части развит обширный Северо-Чукотский осадочный бассейн, заложенный на среднепалеозойском складчатом основании и заполненный мощной (до 16–18 км и более) толщей верхнедевонских (?) – карбоновых – кайнозойской отложений, частично обнаруживающихся на о-ве Врангеля. На этот прогиб с юга надвинуты интенсив-

¹ ООО «Ти Джи Эс Нопек Геофизическая компания Москва», Москва, Россия

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

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



a – основные структурные элементы региона по [9, 11, 14 и др.], с изменениями и дополнениями; тонкие прямые линии соответствуют положению сейсмических профилей, полученных Ти Джи Эс Нопек / Интегратор Геофизических Решений в 2006 г.; серая заливка на акватории соответствует генерализованным отрицательным гравитационным аномалиям в свободном воздухе [9]. *б* – фрагмент сейсмического профиля, иллюстрирующего характер деформации во фронте Врангелевской дуги; протяженность разреза ~30 км; по [13], с изменениями. *в* – покровно-надвиговый стиль деформации триасовых отложений в западной части о-ва Врангеля. *Фото авторов.*

Протяженность обнажения ~ 150 м

но дислоцированные докембрийско-палеозойско-триасовые комплексы пород Врангелевско-Геральдской дуги (см. рисунок, фрагменты *б*, *в*). Остров Врангеля, Северная Чукотка и разделяющая их акватория Чукотского моря принадлежат к Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой системе поздних мезозоид, возникшей в поздней юре – неокоме в результате закрытия Южно-Аньюйского палеоокена и становления одноименной сутуры [11]. Южно-Чукотский рифтогенный прогиб расположен в акватории между Чукоткой и Врангелевско-Геральдской дугой, наложен на позднекиммерийскую складчатую структуру, заполнен отложениями мощностью до 5–6 км, по всей видимости, позднемелового(?)–кайнозойского возраста. На основе интерпретации сейсмических данных, мы предполагаем наличие крупной северовергентной покровно-надвиговой структуры в складчатом фундаменте Южно-Чукотского рифтового прогиба [13, 14]. Геометрия разломов и их комбинаций свидетельствует о транстезионной природе Южно-Чукотского прогиба. Анализ поздних сбросовых и сдвигово-сбро-совых смещений, развитых вдоль плоскостей коллизионных надвигов и кливажных пластин о-ва Врангеля, указывает на правостороннюю компоненту смещений вдоль СЗ фланга прогиба в условиях преобладающего СВ-ЮЗ растяжения.

В отсутствие буровых скважин на акватории Российского сектора Восточно-Арктического шельфа, интерпретация полученных сейсмических данных построена на сравнении изученной акватории с Американским сектором Чукотского моря и Северного Слона Арктической Аляски, а также на геологии Чукотки и о-ва Врангеля [1, 5, 9–14]. В пределах Северо-Чукотского прогиба на сейсмических записях были отмечены три основных угловых несогласия. Мы предполагаем, что нижнее несогласие (LCU) может соответствовать завершению основного коллизионного этапа между Евразией и Чукоткой (доаптское несогласие СВ Евразии) [11]. О таком же времени окончания коллизии говорят также недавние результаты U-Pb SHRIMP датирования, свидетельствующие об

аптском (~117 млн лет) возрасте древнейших постколлизионных гранитных плутонов Северной Чукотки [2]. Наиболее отчетливое несогласие в верхней части осадочного чехла может соответствовать идентифицированному здесь ранее Среднебрукскому, MBU (~K/Cz) [1]. Данное несогласие трассируется к югу, в пределы собственно Врангелевско-Геральдской дуги в виде поверхности раздела складчатый фундамент/осадочный чехол (см. рисунок, фрагмент б). Это наблюдение заставляет предполагать более позднее, чем неокомовый (а именно: позднемеловой–раннекайнозойский) возраст проявления основной фазы компрессионного структурообразования во фронте Врангелевской дуги. Сам же фронт позднекиммерийской деформации имеет четко выраженный транспрессионный характер при преобладании северной вергентности разрывных нарушений. Возможно, что слабо выраженное вышележащее угловое несогласие может отражать молодую фазу сжатия, проявленную в хребте Брукса и прогибе Колвилл, но не известную для Чукотки и о-ва Врангеля и таким образом соответствовать концу позднего олигоцена, ~24 млн лет [10]. Данный возраст не противоречит частичной (предмиоценовой?) инверсии Южно-Чукотского прогиба и отдельных небольших полутрабенов, наложенных на Врангелевско-Геральдскую дугу (см. рисунок, фрагмент б).

В области Арктической Аляски и прилегающего Чукотского шельфа открыты широкоизвестные месторождения углеводородов (Прадо Бэй, Купарук, Бюргер и др.), в то время как Российский сектор все еще слабо изучен современными геолого-геофизическими методами. Тем не менее, широко предполагаемое сходство тектонической истории и условий осадконакопления в обоих секторах, многочисленные антиклинальные и надвиговые структуры в палеозойских, мезозойских и, отчасти, кайнозойских отложениях, сейсмические аномалии типа «яркое пятно», потребленные дельтовые/проградационные тела и т.д. могут указывать на значительную перспективность Северо-Чукотского прогиба.

Углеводородный потенциал прогиба Хоуп – Южно-Чукотского традиционно оценивается значительно более скромно, зачастую даже весьма низко [4, 12]. Тем не менее, полученные новые сейсмические данные указывают на многочисленные аномалии в поведении рефлекторов, которые можно связывать с наличием в осадочном чехле газовых скоплений. Важно отметить, что в донных осадках Южно-Чукотского прогиба были отмечены аномальные концентрации углеводородных газов миграционной природы [7]. По мнению Д.С. Яшина и Б.И. Ким [7], это свидетельствует о существенной перспективности впадины Хоуп на поиски углеводородного сырья. В качестве газоматеринских толщ здесь могут выступать обогащенные органическим веществом верхнеюрско-

неокомовые синколлизионные отложения, возможно, входящие в структуру складчатого фундамента бассейна [13]. Согласно нашим наблюдениям в окрестностях г. Певека (Северная Чукотка), отложения этого возраста зачастую содержат видимые растительные остатки. Другим важным источником углеводородов здесь (как и для всего Арктического региона) также может выступать богатый захороненным органическим веществом «интервал Азолла» низов среднего эоцена [8], предполагаемый для нижних горизонтов осадочного чехла Южно-Чукотского прогиба [14].

Исходя из всего вышеизложенного очевидно, что изучение Чукотоморского региона весьма важно как с фундаментальной, так и прикладной точек зрения. Исключительно полезным представляется проведение в дальнейшем как морских, так и с наземных геолого-геофизических работ при совместной интерпретации полученного материала.

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам Государственного природного заповедника «Остров Врангеля» Л.Л. Бове, А.Р. Груздеву, И.П. Олейникову и многим другим за неоценимую помощь при проведении полевых работ. Настоящие исследования были поддержаны РФФИ (проект № 08-05-00547), ОНЗ РАН и грантами Президента РФ «Ведущие научные школы» (НШ-3172.2008.5 и НШ-651.2008.5).

Литература

1. Бурлин Ю.К., Шипелькевич Ю.В. Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника. 2006. № 2. С. 65–82.
2. Катков С.М., Стриклэнд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 2. С. 219–222.
3. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. М.: МПР РФ; СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
4. Оруджева Д.С., Обухов А.Н., Агапитов Д.Д. Перспективы нефтеисковых работ в Чукотском море // Геология нефти и газа. 1999. № 3/4. С. 28–33.
5. Хайн В.Е., Полякова И.Д. Седиментационные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Восточной Арктики // Океанология. 2007. Т. 47, №1. С. 116–128.
6. Шитилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 1989. №5. С. 99–109.
7. Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 25–29.
8. Bujac J. The AZOLLA story // The Arctic conference days (ICAM V, AGREE II, SEST). Tromso, Norway (3–7 September, 2007). NGF Abstracts and Proceedings. P. 171.
9. Mazarovich A.O., Sokolov S. Yu. Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // Rus. J. Earth Sci. 2003. V. 5, № 3. P. 185–202.

10. O'Sullivan P.B., Murphy J.M., Blythe A.E. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102(B9). P. 20,821–20,845.
11. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. Souyh Anyui suture, north-east Arctic Russia: Facts and problems // *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Ajacent Landmasses* / E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (Eds.). Boulder, Colorado, GSA Special Paper 360. 2002. P. 209–224.
12. Tolson R.B. Structure and stratigraphy of the Hope Basin, southern Chukchi Seas, Alaska // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California* / D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder (Eds.). Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. 1987. V. 6. P. 59–71.
13. Verzhbitsky V., Frantzen E.M., Trommestad K. et al. New seismic data on the South and North Chukchi sedimentary basins and the Wrangel Arch and their significance for the geology of Chukchi Sea shelf (Russian Arctic) // «*Geosciences – From New Ideas to New Discoveries*». 3rd Saint Petersburg EAGE International Conference and Exhibition. 7–10 April 2008. Lenexpo, Saint Petersburg, Russia. Extended Abstracts and Exhibitors' Catalogue. Abstract B030.
14. Verzhbitsky V., Frantzen E., Savostina T. et al. The Russian Chukchi Sea shelf // *GEO ExPro*. 2008. V. 5, № 3. P. 36–41 (full article available at <http://www.geo365.no/TGS-Chukchi>).

В.А. Верниковский¹

Тектоническое строение Таймыро-Североземельского региона и его геодинамическая эволюция

Таймыро-Североземельский регион включает северо-западную часть Сибирского кратона, Енисей-Хатангский прогиб, Таймырский складчато-покровный пояс и Карский микроконтинент, или Карскую плиту [2]. Поэтому знание тектонического строения этого сложно построенного региона имеет ключевое значение для понимания геодинамической эволюции как крупнейших структур Арктики, так и структур обрамления Сибирского кратона.

В мезопротерозое северо-западная окраина Сибири, так же как западная и восточная, представляла собой пассивную континентальную окраину [2]. Однако уже в раннем неопротерозое у северо-западной окраины Сибири начинает формироваться островодужная система, т.е.

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

пассивная континентальная окраина была трансформирована в активную [12]. Офиолиты и островные дуги продолжали формироваться здесь до конца неопротерозоя – 750–730 млн лет назад – Челюскинский и Становской пояса, 660 млн лет назад – Усть-Таймырский пояс, затем они аккретировали и вошли в состав Сибирского кратона в венде в качестве Центрально-Таймырского аккреционного комплекса [3, 11]. Этот этап развития активной континентальной окраины завершился окраинно-континентальным рифтогенезом в осевой части Центрально-Таймырской зоны. Рифтогенез сопровождался излиянием маломощных потоков трахибазальтов, часто с шаровой и канатной отдельностью, на карбонатные верхнериифейские отложения колосовской свиты, а также образованием бимодальной вулканической серии, представленной базальтами и риолитами лаптевской свиты [1, 5].

Все эти поздненеопротерозойские образования северо-западной окраины Сибирского кратона были перекрыты венд-палеозойским плитным комплексом пассивной континентальной окраины со свойственным платформенным режимом развития [6, 8]. Причем на фоне накопления мелководных морских карбонатных и карбонатно-сланцевых отложений в позднем кембрии на границе Центрального и Южного Таймыра начинает формироваться глубоководный бассейн с отчетливыми чертами линейно вытянутого прогиба. По мнению В.Е. Хаина, этот прогиб на востоке смыкается с аналогичным бассейном внутренних районов Верхояно-Колымской системы, а на западе испытывает обмеление [9]. Ось этого глубоководного трога располагалась южнее зоны приучленения Центрально-Таймырского аккреционного блока к континенту, во фронтальной части крупного Пясино-Фаддеевского надвига.

В венде–ордовике на всем пространстве от Анабара до границы Центрального и Южного Таймыра отлагались карбонатные илы, т.е., в это время соседствовало образование плитных формаций: терригенно-карбонатной на склоне Анабарской антеклизы, карбонатной мелкого моря на юге Таймыра и черносланцевой глубокого моря на Центральном Таймыре. В течение силура–девона продолжалось расширение площади Анабарского свода, а в широкой полосе к северу от него (вплоть до южной границы Таймырской складчатой системы) происходило формирование ранне-среднедевонской эвапоритовой соленосной формации [4].

В начале среднего карбона карбонатные осадки на Таймырском шельфе начали вытесняться терригенными. Эта качественная смена осадконакопления была чрезвычайно важным элементом тектонического развития Севера Сибири. Ю.Е. Погребицкий связывал смену режима осадконакопления этого этапа с проявлением Таймырского орогенеза [8]. Позднее, геодинамический анализ, выполненный с использованием

всех имеющихся геолого-структурных, петрологических, геохронологических и палеомагнитных данных, убедительно показывает, что смена карбонатного осадконакопления терригенным связана со столкновением Сибирского континента с Карским микроконтинентом и с образованием крупного орогенного сооружения [2, 3, 9, 10]. В результате этой коллизии в Северо-Таймырской зоне произошло формирование зонального регионально-метаморфического комплекса пород (от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций), вмещающего синколлизионные известково-щелочные гранитоиды. Наиболее ранние датировки (306–275 млн лет) последних соответствуют позднему карбону – ранней перми. В поздней перми в Северо- и Центрально-Таймырской зонах происходит образование постколлизионных плутонов гранитов и гранодиоритов с возрастом 264–258 млн лет, которые прорывают как докембрийские, так и палеозойские отложения с формированием kontaktово-метаморфических ореолов.

Формирование крупного Карского орогена и общее надвигание структур Северного и Центрального Таймыра на юг-юго-восток привело к образованию в Южно-Таймырской зоне передового позднепалеозойского прогиба во фронтальной части глубинного надвига [3, 9]. Последовательные нисходящие движения в прогибе прослеживаются от среднего карбона до нижнего триаса. За этот период с Карского орогена в прогиб поступил весьма значительный объем обломочного материала.

К концу перми, по данным Ю.Е. Погребицкого [8], северный борт прогиба оказался смешенным в сторону его оси на 150 км, что свидетельствует об интенсивности горизонтального сжатия на этом этапе. Интенсивное сжатие в конце перми, обусловленное продолжающимся движением Карского микроконтинента на юг, продолжалось и в течение триаса, так как образования прогиба в той или иной степени дислоцированы, причем интенсивность тектонических деформаций, как разрывных, так и пликативных, заметно уменьшается по направлению на юг.

Развитие Южно-Таймырского прогиба характеризовалось возрастанием интенсивности погружения со временем. Заметно повышенная скорость прогибания совпадает с предынверсионной фазой в конце перми – начале триаса, когда происходит формирование желобов рифтогенного типа и грабен-синклиналей. Рифтогенез конца перми и особенно раннего триаса как в Южно-Таймырском прогибе, так и в Тунгусской синеклизе сопровождался интенсивным трапповым магматизмом.

К концу раннего триаса была в основном сформирована Таймырская складчато-надвиговая система. Инверсия Южно-Таймырского прогиба началась в индский век и продолжалась в течение всего триаса. К югу от зоны инверсии складчатость быстро затухала, а сама зона инверсии определила местоположение северного борта Енисей-Хатангского проги-

ба. Здесь принципиальное отличие движений ранней и средней юры от более ранних событий заключается в накоплении терригенных комплексов чехла на всей территории регионального прогиба [7].

В позднеюрскую эпоху происходило усложнение внутренней структуры бассейна за счет формирования протяженной системы мегавалов, которая контролировалась Малохетско-Рассохинско-Балахнинским разломом [7]. Вероятно, эта структурная перестройка была обусловлена тектоническими событиями, которые проявились в то же самое время на смежных территориях. Прежде всего, это – коллизия Колымо-Омолонского микроконтинента с краем Сибирской платформы [9]. В то же самое время, в конце юры и в начале мела, т.е. в позднекиммерийскую эпоху, вдоль северного края Свальбардской и Карской плит образовалась структура растяжения, в результате чего от них была отделена узкая полоса континентальной коры, ставшая впоследствии хребтом Ломоносова, которая начала свое перемещение с запада на восток [2].

В позднемеловое время происходило плавное погружение Енисей-Хатангского прогиба. При этом скорость прогибания последовательно снижалась, соответственно, вверх по разрезу морские образования вытесняются континентальными, получившими преобладание начиная с олигоцена, когда происходит общее поднятие Сибирской платформы, Таймыра, Карской плиты и Енисей-Хатангского прогиба [2]. Все эти тектонические процессы на шельфе и континентальной окраине представляли собой отражение крупнейшего события данного этапа – раскрытие Евразийского океанского бассейна и зарождение Арктического срединного хребта – хребта Гаккеля.

Литература

1. Беззубцев В.В., Залиеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, ПГО «Красноярскгеология», 1986, 177 с.
2. Богданов Н.А., Хайн В.Е., Розен О.М. и др. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000). М.: ИЛСАН, 1998. 127 с.
3. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 1996. 202 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист S-47-49 – оз. Таймыр. Объяснительная записка // Ред. Ю.Е. Погребицкий, Н.К. Шануренко. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
5. Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А. и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.
6. Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф. Позднедокембрийско-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области //

Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 55–62.

7. Конторович А.Э., Гребенюк В.В., Кузнецов Л.Л. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 3: Енисей-Хатангский бассейн / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: ОИ ГГМ СО РАН, 1994. 71 с.

8. Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырский складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с. (Труды НИИГА; Т. 166).

9. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

10. Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu. et al. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225–243.

11. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr Accretionary Belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic Tectonic evolution and Rodinia break up // Precambrian Res. 2001. V. 110, № 1/4. P. 127–141.

12. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Metelkin D.V. Tectonics and models for the Neoproterozoic development of accretionary orogens of the western Siberian Craton continental margin. Oslo, 2008. Abstract 1320919.html, 33 IGC (on CD-ROM).

В.А. Вигинский¹

Западно-Медвежий трог Тунгусъяхской зоны рифтогенеза (север Западной Сибири)

Тунгусъяхский прогиб располагается вдоль восточной границы Надымского клиновидного блока с докембрийской корой и образован меридионально организованной системой вулканических трогов [1]. В течение каледонского этапа вдоль ограничивающей его с юго-запада Салымской сутуры Надымский блок припаивается к окраине Ханты-Мансийского блока Казахстанского палеоконтинента, сформировав клиновидный его выступ. В позднем палеозое Надымский блок образует западный борт Обь-Тазовского офиолитового пояса северной части Западно-Сибирской плиты. Частью последнего и выступала Тунгусъяхская зона рифтогенеза. Данный факт подтверждается вскрытием в скв. 7 Надымской туфогенно-осадочной толщи палеозоя, стратифицированной и охарактеризованной В.С. Бочкиревым [2]. Интенсивно дислоцированные вулканогенно-осадочные толщи палеозоя стратиграфически несогласно перекрываются триас-юрскими песчано-глинистыми отложениями. При этом триасовая толща, нередко залегающая на коре выветривания палео-

¹ ЗАО «Севергаз-инвест», Надым, Россия

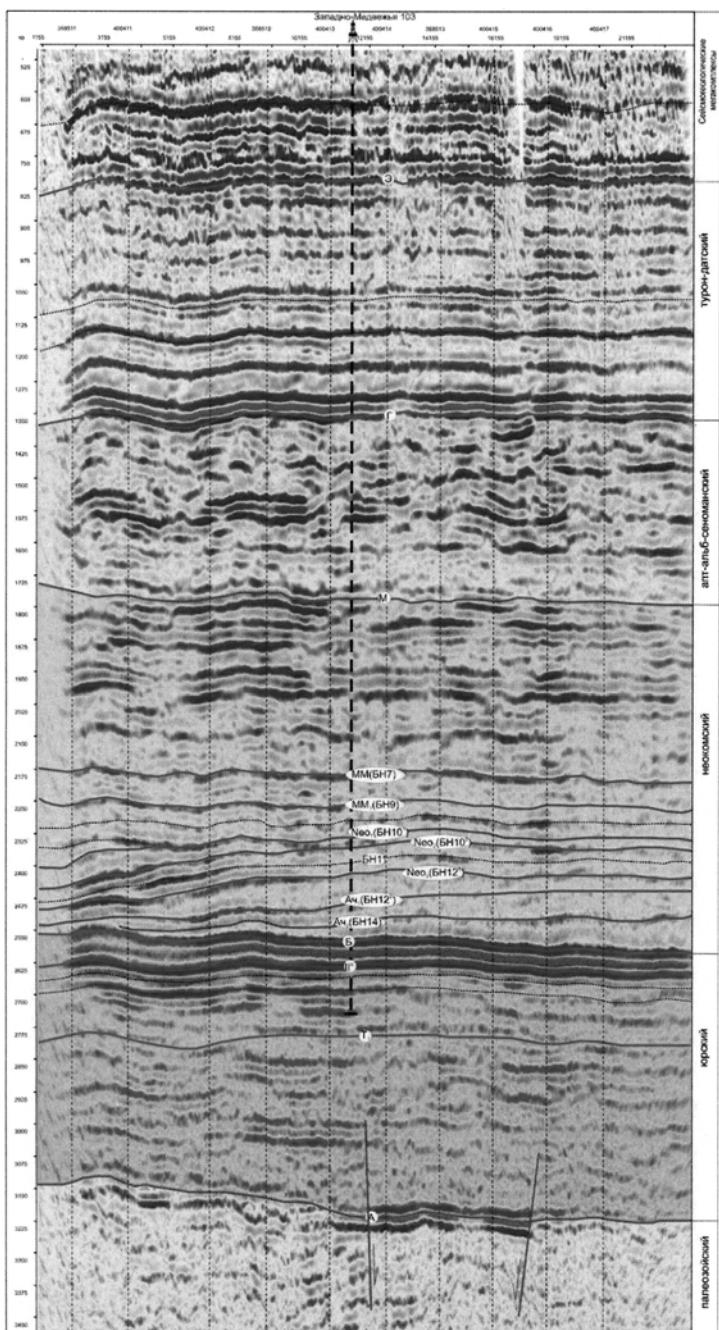
зоя, содержит в своем составе значительную примесь конгломератогравелитовых образований и, в силу этого, может быть интерпретирована как моласса или, по крайней мере, как субмолассовая толща. Учитывая также структурные особенности залегания триасовых толщ (рис. 1), естественно охарактеризовать их как переходный комплекс в понимании А.И. Летавина [3], что косвенно подтверждается высокой динамикой отражений (верхнего палеозоя?) внутри троговой впадины.

Примыкающий с запада к Тунгусъяхской зоне Надымский блок характеризуется аномальной верхней корой, низкоскоростной ($6,2 \text{ км/с}$) и не содержащей контрастных границ по данным ГСЗ [2]. При этом, Обь-Тазовской зоне (в западной своей части представленной Тунгусъяхским прогибом) сегодня соответствует в подкоровой части низкоскоростная ($V_p = 7,9 \text{ км/с.}$) разогретая мантия, что может интерпретироваться как проявление мантийного диапиризма. Подобный режим, по-видимому, существовал 20–201 млн лет [4].

Характерной особенностью рассматриваемого ареала, отмечавшейся автором и ранее [5], является выявленное А.А. Неждановым [6] полосовое распространение повышенных мощностей баженовской свиты. Недавно пробуренная скв. 103 Западно-Медвежья также вскрыла повышенные мощности верхней юры (64 м), с размывом перекрывающие субконтинентальный терригенный комплекс тюменской свиты. При этом морской бассейн волжского века был наиболее глубоководным [7] и в баженовское время являлся составной частью относительно глубоководной области, где на глубинах свыше 400 м в условиях некомпенсированного прогибания накапливались углеродистые глинисто-кремнистые осадки и тонкоотмученные глины. При этом разрез баженитов, вскрытых скважиной, представлен наиболее полно в пределах рассматриваемой территории.

Анализ упомянутого выше ленточного распространения повышенных мощностей баженовской свиты [6] и увязывание его с материалами сейсморазведки последних лет с учетом результатов бурения скв. 103 Западно-Медвежьей (см. рис. 1) позволяет надежно интерпретировать развитие таких полос баженитов, как отражение грабенобразного строения основания осадочного чехла (рис. 2). При этом, отчетливо фиксируются как Нерутинский рифт [5, 6], так и тройное сочленение Западно-Медвежьего и Надымского рифтовых трогов Тунгусъяхской зоны рифтогенеза.

Предполагаемый возраст ее активного раскрытия – поздний палеозой. В триасе, по-видимому, происходило молассовое выполнение прогиба, завершившееся наступлением континентальной фазы развития в среднеюрское время. Активизация прогибаний в поздней юре (глубоководный морской бассейн) в неокомское время сменилась окончательным



← Рис. 1. Сейсмический разрез по профилю 358519 (переобработан ИГНГ СО РАН в 2008 году под руководством В.А. Конторовича), пересекающему Западно-Медвежий рифтовый трог (обозначен сбросами в нижней части разреза)



Рис. 2. Карта Тунгусъяхской зоны рифтогенеза в связи с нефтегазоносностью

заполнением бассейна путем бокового наращивания комплексов [5]. Примерно с начала накопления уренгойской пачки в начале готерива (пласт БН₈ и далее вверх по разрезу) осадконакопление в бассейне переходит в синеклизную стадию [7].

Открытие же в 2008 г. Западно-Медвежьего месторождения лёгкой нефти непосредственно над зоной Западно-Медвежьего рифта (см. рис. 1) во многом способствовало пониманию условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления в исследуемой зоне с точки зрения обсуждавшейся ранее минерагенической зональности [5, 8].

Литература

1. *Egorov A.S., Chistyakov D.N.* Deep structure of the basement of the West Siberian platform and its folded surroundings // Rus. Geol. and Geophys. 2004. V. 44, № 1/2. P. 99–114.
2. Сборник-отчет по результатам поискового и разведочного бурения на Надымском месторождении: в 9 т. Т. 1. Текст; Т. 2–3. Графические приложения; Т. 4–9. Материалы ГИС. Салехард: ЯмалГеоИнформ, 1996.
3. *Летавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР (текtonika, формации и нефтегазоность). М.: Наука, 1978. 148 с.
4. *Бочкарев В.С., Бреухунцов А.М., Деценя Н.П.* Геодинамические обстановки формирования и разрушения нефтегазовых месторождений в Западной Сибири // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. С. 65–67. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. *Вигинский В.А.* Неотектоническая природа зонального размещения залежей углеводородов на севере Западной Сибири // Общие и региональные проблемы текtonики и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. С. 130–133. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. I).
6. *Нежданов А.А.* Отчет о научно-исследовательской работе «Оценка перспектив нефтегазоносности Западно-Медвежьего лицензионного участка». В 2 кн. Тюмень: ООО «ТюменНИИгипрогаз», 2001.
7. *Шемин Г.Г. и др.* Анализ результатов бурения скважины №103 и переинтерпретация сейсмических материалов с целью уточнения модели геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности средневерхнеюрских и неокомских отложений, выделения и оценки нефтегазоперспективных объектов и построения моделей залежи углеводородов пласта Ю₂ Западно-Медвежьего лицензионного участка. Отчёт по договору № 106-07. Новосибирск: Фонды ИНГГ СО РАН, 2008. 247 с.
8. *Вигинский В.А., Ефимов В.И., Зубков М.М., Ляшенко Л.Л.* Основные закономерности распределения углеводородов в земной коре в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности акватории Черного моря // Разведка и охрана недр. 1997. № 7. С. 8–14.

Неотектоническая природа залежи нефти в юрских отложениях Западно-Медвежьего месторождения (Арктический сектор Западной Сибири)

Представления о неотектоническом контроле нефтегазоносности в Западной Сибири (в том числе и в пределах ее арктической части) достаточно широко распространены [1]. Вместе с тем, убедительных примеров прямой связи современных форм рельефа, имеющих, как правило, позднечетвертичный возраст [2], с глубоко залегающими (глубже 3000 м) структурно обусловленными залежами углеводородов немного.

В предлагаемой работе рассматриваются особенности морфоструктурной проявленности недавно открытого (2007 г.) Западно-Медвежьего месторождения лёгкой нефти в арктической части Западной Сибири и на основе этого делаются выводы о возможных условиях формирования залежи.

Западно-Медвежье нефтяное месторождение (рисунок) открыто в ходе поисковых работ ЗАО «Севергаз-инвест» в 2007 г. скв. 103 (первооткрыватели: Э.Мюллер, В.А. Вигинский, В.Н. Качин, Б.Ф. Шилин, В.В. Андреев). Запасы его подсчитаны и утверждены ГКЗ МПР РФ в 2008 г. Они составляют 5,027 млн т (C_1+C_2) нефти при извлекаемых запасах – 1,508 млн т (C_1+C_2). Продуктивность приурочена к отложениям верхней части тюменской свиты (средняя юра), пласту Ю₂. Залежь структурно-тектоническая, при этом площадь нефтеносности Западно-Медвежьей структуры равна 26,401 км². Глубина залегания кровли пласта в скв. 103 Западно-Медвежьей составляет 3794 м. Амплитуда Западно-Медвежьей антиклинальной структуры не превышает 15–16 м. Подобного рода деформации, при условии их палеотектонического генезиса (доновейшего, т.е. допозднечетвертичного, в нашем случае), с легкостью могли бы быть нивелированы позднечетвертичным аллювиально-морским осадконакоплением (прибрежно-морские и озерно-аллювиальные осадки), так как мощность этих отложений в скважине составляет 200 м.

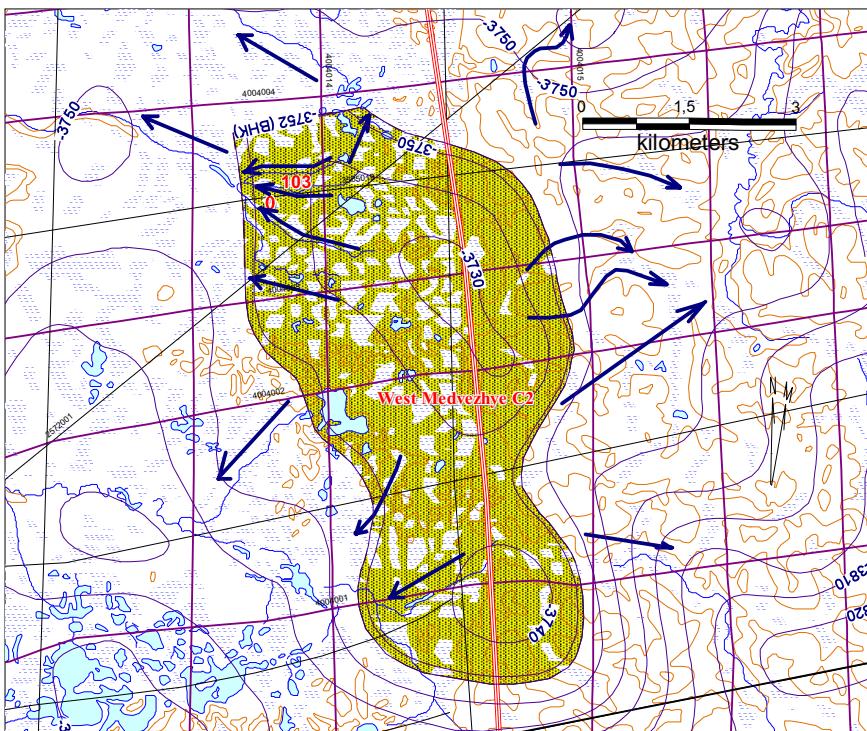
Вместе с тем, анализ гидросети в районе локализации юрской залежи Западно-Медвежьего месторождения показал, что стоковые ложбины имеют центробежный характер ориентировки, и это свидетельствует о безусловном наличии положительной морфоструктуры, соответствующей Западно-Медвежьему антиклинальному поднятию по кровле пласта Ю₂. Косвенным подтверждением сказанного является характер заозе-

¹ ЗАО «Севергаз-инвест», Надым, Россия

ренности территории участка, который чётко согласуется с упомянутой морфоструктурой, отчетливо проявляя выраженность в современном рельефе новейших тектонических движений. Одновременно в ходе геохимических работ 2008 г. (компания «Exotrad») был установлен субмеридиональный разлом, заложенный, вероятнее всего в фундаменте и совпадающий с уступом второй надпойменной террасы р. Надым (см. рисунок). При этом в контуре Западно-Медвежьего морфоструктурного поднятия отчетливо проявились значимые геохимические аномалии, обозначающие существующую залежь в юрских отложениях.

Выявленные закономерности продемонстрировали в пределах Западно-Медвежьего месторождения значительную степень сопоставимости глубокозалегающих структурных неоднородностей с особенностями современного рельефа земной поверхности. Учитывая же то, что новейшим, в соответствии с определением С.С. Шульца [3, 4], называется этап в развитии земной коры, в течение которого сформировались основные черты современного рельефа поверхности Земли в рассматриваемом регионе, такая связь (в нашем случае) представляется возможной лишь в условиях неотектонической обусловленности структурообразования в низах осадочного чехла. Иными словами: формирование Западно-Медвежьей антиклинальной структуры происходило в новейшее (позднечетвертичное) время и под воздействием новейших же тектонических движений.

Принимая во внимание вышеизложенное, процесс формирования залежи нефти в юрских отложениях Западно-Медвежьего месторождения предстает уже в свете продолжающего в позднечетвертичное время свое развитие структурного плана ловушки и иных активных неотектонических деформаций (косвенным свидетельством которых явились, в частности, выявленные геохимические аномалии). В этой связи возникновение и сохранность нефтяной залежи проясняется с точки зрения гипотезы тектоносейсмического происхождения углеводородов [5]: чем ближе к источнику тектоносейсмической энергии и тепла, тем выше реализация генерационного потенциала. Так, в нашем случае современный температурный режим юрских отложений (126°C на глубине 3793 м) при практически гидростатическом давлении не позволяет реализоваться термокаталитическим процессам генерации углеводородов (при этом маловероятно и погружение юрских толщ на требуемую глубину в ходе послетриасовой истории рассматриваемой территории). Существование же новейшей тектоногенной деформированности всей толщи осадочно-го чехла, обусловленной выраженным в рельефе меридиональным глубинным разломом (см. рисунок) и складкообразованием, очевидно.



Карта рельефа земной поверхности и гидрографической сети в пределах Западно-Медвежьего месторождения нефти.

Стрелки – стоковые ложбины гидросети; тонкие линии – изогипсы кровли пласта Ю₂, широкая меридиональная линия – разлом, выявленный при геохимических работах

Исходя из обсужденной аргументации, представляется допустимым предположение о новейшем возрасте формирования залежи Западно-Медвежьего месторождения нефти. При этом ведущая роль в процессах нефтегазообразования, как, впрочем, и нефтегазонакопления, принадлежала, с очевидностью, тектоногенным факторам, способствовавшим успешной реализации генерационного потенциала юрских толщ. Данный вывод позволяет сформировать принципиальные подходы при поисках месторождений углеводородного сырья в пределах прилегающих арктических акваторий. Важнейшее значение, с точки зрения автора, приобретает, в этой связи, морфометрический анализ батиметрии. Использование экспресс-методик структурно-геоморфологического анализа, особенно на начальных этапах освоения акватории Арктики, позволит обоснованно ставить поисковые задачи и обеспечит значительное сни-

жение разовых затрат при открытии инициирующих месторождений углеводородов.

Литература

1. Маркушина О.С., Огнев Д.А., Тулубаев С.А. и др. Неотектоническая геодинамика севера Западной Сибири и этажи её нефтегазоносности // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: в 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2004. С. 5–8. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
2. Вигинский В.А. Неотектонический контроль нефтегазоносности на примере Надымского месторождения газоконденсата (Западная Сибирь) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: в 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 84–88. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Шульц С.С. Отчет о работах Джаркентской геологической партии летом 1930 г. (в Джунгарском Алатау) // Изв. ВГРО. 1932. Т. 51, вып. 3.
4. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 279 с.
5. Влияние тектоносейсмических процессов на образование и накопление углеводородов / Ред. А.А. Трофимук. Новосибирск: Наука, 1985. 224 с.

**И.Ю. Винокуров¹, И.В. Беляев¹, А.С. Егоров², А.П. Каленич¹,
Ю.И. Матвеев¹, А.Н. Прудников¹, Ю.В. Рослов¹**

Глубинная модель и особенности эволюции Баренцево-Карского региона

Западная арктическая окраина Евразии сегодня относится к типу обычных пассивных континентальных окраин. Однако в строении Баренцево-Карского региона проявлены весьма специфические черты. Главные из них: огромная площадь шельфа, наличие на нем переуглубленных областей [1, 6, 8] и развитие дислокационно-складчатых и складчатых систем.

Современный тектонический рисунок докембрийского кристаллического фундамента Баренцево-Карского региона определяется конфигурацией взаимодействия четырех крупных блоков: Свальбардской (Баренцевской) шельфовой плиты, Тимано-Печорской области и Карской

¹ Северное государственное федеральное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам «Севморгео» (Севморгео) Роснедра, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный горный институт (Технический университет) (СПбГГИ (ТУ)), Санкт-Петербург, Россия

шельфовой плиты [7]. В южной части Карского палеобассейна палеозойский осадочный чехол подстилается базитовым слоем, интерпретируемым как реликт древнего остаточного океанического бассейна. Границы блоков фундамента, их вещественное, структурное выполнение устанавливаются по геофизическим и геологическим данным. Определение тектонического возраста комплексов фундамента базируется на прямых геологических наблюдениях, осуществляемых в пределах территории арктических островов и суши, на данных изотопных датировок и изучении возраста низов рифейско-палеозойского осадочного чехла на основании индексирования палеонтологических остатков [3–5].

Палинспастические исследования, согласованные с результатами палеофициальных построений по Карскому и Свальбардскому (Баренцевскому) палеобассейнам в начальные фазы их существования, указывают, что эволюция докембрийских комплексов Баренцево-Карского региона определена его геосторическим положением на стыке трех мегаструктур архейско-раннепротерозойского возраста консолидации: Северо-Американского, Балтийского и Сибирского кратонов [9].

В конце раннего протерозоя, в позднекарельскую эпоху тектогенеза, вдоль северной и северо-западной окраин Сибирского кратона оформились Северо-Сибирская и Карская шельфовые плиты, существенно нараставшие общую площадь кристаллического основания континента. Глубины залегания поверхности Мохо в пределах этих новообразований составляют в среднем 35–40 км.

За южной границей Карской шельфовой плиты, за Северо-Сибирским порогом, палеозойские осадки подстилаются гранитно-базитовым слоем, рассматриваемым нами в качестве фундамента древнего остаточного океанического бассейна. Реликты остаточной океанической коры с глубинами залегания поверхности Мохо в среднем 20–25 км [7] отмечаются вдоль северной окраины Западно-Сибирской плиты, с которой имеют размытые границы. Такие реликты сохраняются обычно в зонах неполного прилегания плит, имеющих угловатые очертания [2].

Протоконтинентальный кристаллический фундамент Свальбардской (Баренцевской) шельфовой плиты прошел стадию своего становления в гренвильскую эпоху тектогенеза (ранний–средний рифей). Данное новообразование наращивало с севера, северо-востока кристаллический гранито-гнейсовый фундамент Северо-Американского кратона. Глубины залегания поверхности Мохо варьируют здесь от 30 до 35 км.

Тимано-Печорская область была сформирована на северо-восточной окраине Балтийского кратона, представляющей собой в предбайкальскую эпоху часть его активной континентальной окраины. Новообразование байкальского гранитно-метаморфического слоя в пределах Тима-

но-Печорской области насыщено блоками метаморфитов базитового состава. Вероятно, образование его происходило путем транформацииprotoокеанической коры в протоконтинентальную в условиях древней островодужной системы, реликты структур которой идентифицируются в разрезах рифея–венда на южном окончании Новой Земли и в северных выходах о-ва Вайгач [3, 4].

В основу глобальных палинспастических реконструкций, представляемых в работе, были положены построения Арне Бьёрликке [9], согласно которым протерозойский период эволюции Земли завершается формированием целой группы архейско-раннепротерозойских кратонов, располагавшихся в экваториальной части планеты.

Постгренвильская реконструкция отображает процесс наращивания палеоконтинента Лавренция Сvalльбардской (Баренцевской) плитой. Одновременно происходит сближение Лавренции и Сибири, так что Центрально-Азиатский океан между Сvalльбардской и Карской плитами превращается в узкий глубоководный океанический пролив. Балтийский кратон при этом на короткое время смещается с ротационным вращением в южном направлении, к северной оконечности Гондваны.

Наиболее значимым элементом построений на вендинский временной срез является формирование Вайгачско-Пайхайской островной дуги на северо-западной окраине Балтийского палеоконтинента, и приращение последнего в период байкальского тектогенеза Тимано-Печорской областью. Данное событие отражает собой начало аккреции Северо-Американского (Лавренции) и Балтийского кратонов при частичном поглощении Центрально-Азиатского палеоокеана. Япetus в это время сокращается до минимальных поперечных размеров.

Раннепалеозойская реконструкция показывает, что палеоконтиненты современной Северной Евразии располагались в это время все еще в экваториальной области Земли. Палеократон Лавренция слился с палеократоном Балтия, рождая единый крупный палеоконтинент, который просуществовал вплоть до мезозоя. Область раннепалеозойского приисленения Лавренции к Балтии маркируется каледонскими складчатыми сооружениями Западной Скандинавии, западной окраины Сvalльбарда, Восточной Гренландии и Каледонии. Размеры Сибирского палеократона по сравнению с реконструкцией на более ранние геологические эпохи выросли за счет эпикаледонского складчатого обрамления, сформированного в начале палеозойской эпохи путем приисленения к ее южной и западной окраинам большого числа микроплит. К этому времени завершилось формирование Казахстанского палеотеррейна. Происходит постепенное его продвижение в северном направлении в пределы Центрально-Азиатского океана. В результате – обособляется Уральский па-

леоокеан, разделяющий Балтию и только что образованный Казахстанский палеоконтиненты.

Реконструкция на поздний девон – карбон отражает формирование герцинских горно-складчатых сооружений Урала в результате аккреции Балтии, Казахстанского палеоконтинента и Сибирского кратона, а также большого числа микроплит и островных дуг, ранее существовавших в виде автономных литосферных объектов.

Реконструкция на пермский временной срез показывает формирование эпигерцинской Центрально-Западно-Сибирской складчатой области.

С некоторым запозданием (в раннем мезозое) Сибирский континент вновь отходит от структур Балтии. При этом в северной своей части происходит аккреция Сибирского континента со структурами Сvalьбардской плиты. На схеме обозначен касательный характер аккреции Сибирского континента с этими структурами, что объясняет как заложение обширного Западно-Сибирского осадочного бассейна, постепенно сужающегося в северном направлении, так и формирование при аккреционном сдвиге Пайхайско-Новоzemельской и Таймырской дислокационно-складчатых зон раннекиммерийского возраста.

Рассмотренные выше палинспастические реконструкции регионального и глобального рангов призваны прояснить логистику развития разновозрастных складчатых поясов и формирования осадочных бассейнов Баренцево-Карского региона. Результаты исследований предполагается использовать в качестве одной из основ анализа закономерностей осадконакопления в пределах Баренцево-Карского шельфа, который направлен на увязку разнотипных геодинамических режимов, проявлявшихся в ходе домезозойской эволюции в разных частях региона и смежных структурах Западно-Сибирского, Енисейско-Хатангского и Тимано-Печорского осадочных бассейнов. По нашему мнению, это позволит выделить ряд новых региональных факторов локализации месторождений углеводородов и выполнить на современном уровне многофакторные прогнозные построения.

Выходы

1. Баренцево-Карский регион обладает мозаично-блоковой структурой докембрийского фундамента, выполненного разновозрастными кристаллическими образованиями, включающими и блоки с остаточной корой океанического типа.

2. Доминирует реидный тип контактов разнородных блоков, хотя в отдельных случаях фиксируются реликты контактов по островодужным системам.

3. В заключительные фазы фанерозойского этапа развития в Баренцево-Карском регионе нарастают условия растяжения, что приводит к

деструкции ранее сформированного корового мегаслоя (сокращению мощности, частичному разрушению его с включением более глубинного материала).

4. Области деструкции коры определили заложение и дальнейшую эволюцию крупных прогибов (в том числе и рифтогенных), в которых происходило накопление позднепалеозойско-мезозойских нефтегазоматеринских толщ.

Литература

1. *Верба М.Л., Баянова Т.Б., Шаров Н.В. и др.* Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрованов, М.Л. Верба, К.Гиллен. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
2. *Егоров А.С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геологого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.
3. *Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н. и др.* Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Ред. Ю.Е. Погребицкий. СПб.: ВНИИОкеан-геология, 2004. 174 с.
4. *Каленич А.П., Морозов А.Ф., Орго В.В. и др.* Магматизм и тектоника Вайгачско-Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 20–25.
5. *Кузьмин В.Г., Авдюничев В.В., Гаевши А.В. и др.* Северная Земля: Геологическое строение и минерагения / Ред. И.С. Грамберг, В.И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеан-геология, 2000. 187 с.
6. *Малышев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2000. 51 с.
7. *Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хайн В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 605–608. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.).
8. Эволюционно-генетические аспекты нефтегазоносности осадочных бассейнов европейского севера России / Н.А. Малышев, Л.З. Аминов, Б.А. Пименов. Сыктывкар, 1998. С. 112–121.
9. *Arne Bjørlykke.* Den platetektoniske syklusen. Oslo: GeoPublishing as, 2007. 12 s.

Геологическое строение района гор Гров, Восточная Антарктида

Район гор Гров – объект аэрогеологических исследований – расположен в Восточной Антарктиде, в глубине Земли Принцессы Елизаветы, примерно в 350 км к югу от побережья залива Прюдс (рисунок). Площадь горного района составляет 65x85 км. Наименьшая высота ледяного покрова в его западной части – 1600 м, наибольшая в юго-восточной части достигает 2200 м и более. Обособленные выходы коренных пород – островерхие нунатаки, плосковершинные горы с крутыми склонами, реже короткие скалистые хребты – имеют абсолютные высоты от 1700 до 2300 м. Относительные превышения отдельных вершин над ледовой поверхностью достигают 200–500 м. Наиболее крупные горные выходы – гора Хардинг, хребет Захарова и хребет Уилсон – сосредоточены в центральной и юго-восточной частях описываемой территории.

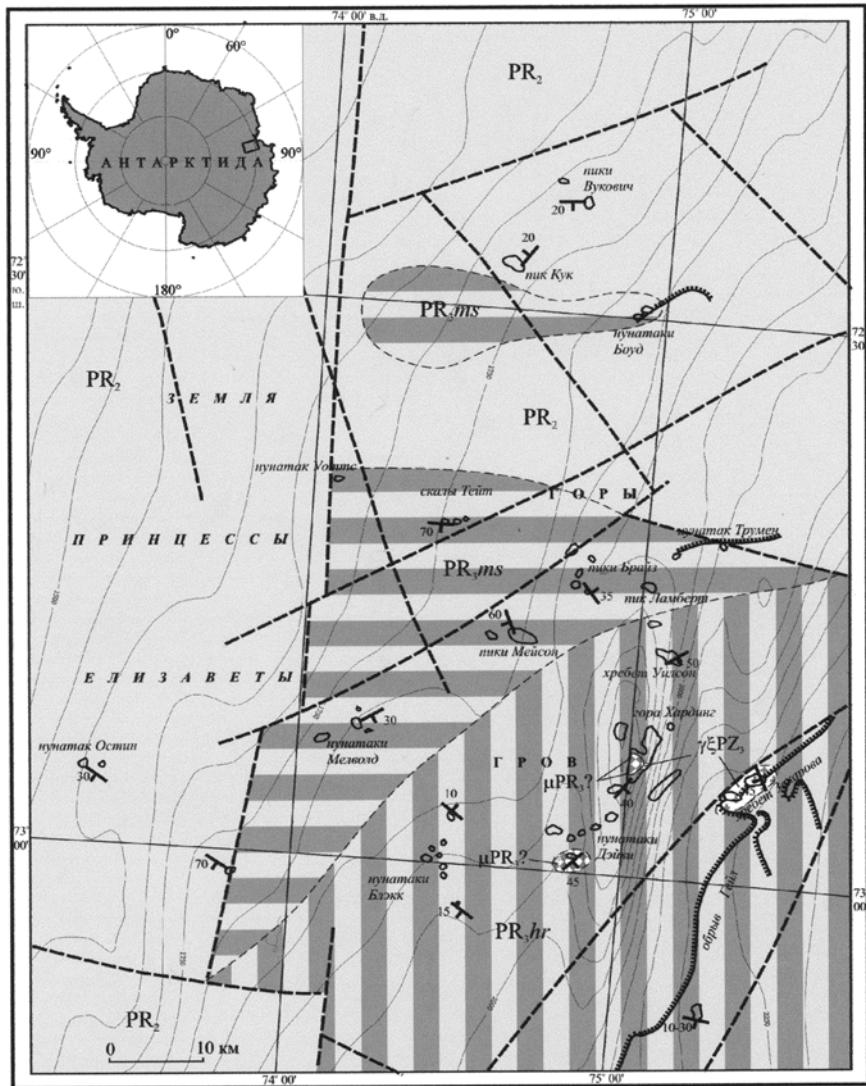
Изучение подледного рельефа методом аэrorадиолокационного профилирования в ходе 45-й Российской Антарктической экспедиции (РАЭ) показало следующее. Массив гор Гров является доминирующей орографической формой в районе проведения исследований. Массив имеет неправильную форму в плане и характеризуется значительной расчлененностью. Размеры его достигают 100 км с севера на юг и не менее 75 км с запада на восток. Граница массива на востоке выходит за пределы исследованной территории. По имеющимся данным можно предположить, что оси его хребтов ориентированы в основном субширотно. Перепады рельефа превышают 500 м, а крутизна склонов более 10°. Вершины горного массива в большинстве своем расположены, вероятно, вследствие экзарационной деятельности покровного ледника. Массив расчленен висячими долинами и каньонами, преимущественно субмеридионального простирания.

По результатам исследований последних лет (геологические отчеты 48 и 49-й РАЭ) породы гор Гров разделены на три комплекса:

- 1) средне-позднепротерозойский метаморфический комплекс Гров;
- 2) позднепротерозойский комплекс метаморфизованных интрузивов;
- 3) раннепалеозойский комплекс интрузивных и жильных пород.

В составе метаморфического комплекса Гров выделены две метаморфических серии: парагнейсовая и ортогнейсовая. Породы парагнейсовой

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия



- 1- PR₂ 2- PR_{hr} 3- PR_{ms} 4- 5- 6- 7- 8- 9- 10-

Рис. 1. Геолого-структурная схема гор Гров со снятым ледовым покровом.
 1 – среднепротерозойская парагнейсовая серия: биотит-силлиманиловые (\pm гранат, кордиерит) гнейсы и метакварциты, амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма; 2–3 – позднепротерозойская ортогнейсовая серия: 2 – область преимущественного развития пород толщи Хардинг (ортопироксен-биотитовые гранито-гнейсы,

гранулитовая фация метаморфизма), 3 – область преимущественного развития пород толщи Мейсон (биотитовые гранито-гнейсы, амфиболитовая фация метаморфизма); 4 – метаморфизованные двутироксен-амфибол-биотитовые монцодиориты; 5 – биотитовые граносиениты; 6 – предполагаемые геологические границы; 7 – разломы, выделенные по геофизическим данным 45 РАЭ; 8 – элементы залегания метаморфической полосчатости; 9 – горы и нунатаки; 10 – ледяные обрывы

серии слагают северную часть гор Гров, а также встречены на нунатаке Остин (см. рисунок). Парагнейсовая серия представлена главным образом биотит-силиманитовыми гнейсами, нередко с кордиеритом и гранатом. В районе нунатака Остин выделены метакварциты. Изотопные датировки различных генераций цирконов из парагнейсов нунатака Остин соответствуют этапам 800–750 млн лет, 1105 ± 76 млн лет, 1738 ± 18 млн лет и 1990 ± 10 млн лет [1]. Породы ортогнейсовой серии слагают центральную и южную части гор Гров. Данная серия подразделяется на две толщи: Мейсон и Хардинг. Породы этих толщ представляют собой в основном биотитовые гранито-гнейсы, однако в гнейсах толщи Хардинг (в отличие от толщи Мейсон) присутствует спорадически ортопироксен. Результаты проведенных изотопно-геохронологических исследований U-Pb методом по цирконам показали возраст 954 ± 58 млн лет, интерпретируемый как возраст кристаллизации протолитов пород ортогнейсовой серии.

Метаморфические породы гор Гров прорваны комплексом метаморфизованных интрузивов. В его состав входят амфибол-двутироксеновые и биотит-двутироксеновые метабазиты и метаморфизованные монцодиориты. Метабазиты образуют согласные тела мощностью в первые метры. В отдельных случаях их мощность может достигать 30 м. Монцодиориты образуют плутоны и дайковые тела, распространенные в области развития пород толщи Хардинг. Комплекс интрузивных и жильных пород составляют (от древних к молодым): граносиениты, кварцевые сиениты, пегматиты, субщелочные гранитоиды, нормально-щелочные гранитоиды. Возраст внедрения постметаморфических дайковых нормально-щелочных гранитоидных пород определен китайскими специалистами как 528 ± 5 млн лет [2].

Породы метаморфических толщ испытали не менее трех этапов метаморфических преобразований.

Первый, наиболее древний этап M_1 проходил в условиях гранулитовой фации метаморфизма и проявлен фрагментарно лишь в породах метаморфического комплекса. К его проявлениям относятся реликтовые структуры и ромбический пироксен, входящий в состав пород толщи Хардинг. В других толщах эти признаки полностью стерты последующими метаморфическими процессами. Таким образом, толщи Мейсон и

Хардинг различаются не столько по вещественному составу, сколько по условиям и возрасту проявленных в них метаморфических процессов.

Второй этап метаморфизма M_2 протекал в условиях амфиболитовой фации мигматитовой ступени. Он широко проявлен в породах ортогнейсовой и парагнейсовой серий, кристаллических сланцах и монцодиоритах. Наиболее поздний регressiveный метаморфизм M_3 зеленосланцевой фации проявлен локально.

Породы гор Гров подверглись пластическим и хрупким деформациям. Наиболее древний этап деформаций соответствует гранулитовому метаморфизму и сохранился крайне незначительно. Признаки этих деформаций фиксируются в ксенолитах ортогнейсов, заключенных в метаморфизованных монцодиоритах. Основные пликативные деформации породы испытывали во время второго метаморфического события, протекавшего в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. В результате сформировались открытые и изоклинальные складки трех порядков. В дальнейшем на завершающем этапе тектонотермальных событий произошла смена пластичных деформаций хрупкими. Последние проявлены в образовании зон тектонического меланжа и тектонических сдвигов с амплитудой в первые десятки метров. Заключительный этап хрупких деформаций соответствует неотектонической активизации региона. В этот период произошло расчленение области гор Гров разломами, зафиксированными в ходе аэрогеофизических работ 45-й РАЭ.

В результате обобщения аэрогеофизических и геологических данных по горам Гров составлена схема геологического строения района со снятым ледовым покровом (см. рисунок). Установлено, что области развития пород парагнейсовой серии характеризуются отрицательными аномалиями магнитного поля интенсивностью до 150 нТл. Для областей преимущественного развития ортогнейсовой серии типичны положительные аномалии с интенсивностью 100–250 нТл.

Литература

1. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Beliatsky B.V. Preliminary U-Pb dating of Grove Mountains rocks: implications for the Proterozoic to early Palaeozoic tectonic evolution of the Lambert – Prydz Bay area (East Antarctica) // Terra Antartica. 2001. V. 8. P. 3–10.
2. Zhao Y., Liu X.C., Fanning C.M., Liu X.H. The Grove Mountains, a segment of a Pan-African orogenic belt in East Antarctica // Abstract V. of 31th Internat. Geol. Congress. Brazil, Rio de Janeiro. 2000. 7–9 Section.

Поле тектонических напряжений первого порядка в Антарктической плите

Антарктическая плита (АП) и собственно континент Антарктида из-за глобальной экологической, климатообразующей и геодинамической значимости привлекают все возрастающее внимание исследователей [1–3 и др.]. Уникальной тектонической особенностью АП является то, что эта плита почти полностью окружена дивергентными границами, занимающими ≈92% общей длины границы, и трансформными разломами (<7%), в то время как на долю конвергентных границ приходится менее 2%. Движущие силы на границах создают в литосфере АП поле напряжений первого порядка. На это поле накладываются и напряжения, вызванные ледовой нагрузкой (и ее изменением), а также воздействием подстилающей мантии. Несмотря на исключительную важность напряжений для геодинамики и сейсмичности АП, значимых результатов в определении полей напряжений для этого региона пока не достигнуто. Это объясняется не только недостатком наблюдаемых индикаторов напряжений на континенте, но, по-видимому, и практической невозможностью использовать классические методы математического моделирования напряженного состояния (НС) из-за отсутствия надежной информации о величинах граничных напряжений.

Экспериментальная информация о НС представлена пространственно дискретными данными об ориентации осей главных горизонтальных напряжений T_1 , T_2 ($T_1 < T_2$; напряжения сжатия положительны), содержащимися в мировой базе данных World Stress Map (WSM, [4]). В нижеприведенном анализе использовано 353 ориентации оси T_2 , которые, в основном, сосредоточены вблизи границы АП. Эта граница определялась по численной модели [5] (рис. 1). Данные не позволяют судить о величинах напряжений. Специально разработанная численная процедура выявила, что $N^+ = 170$ ориентаций принадлежат внутренней области Ω^+ (т.е. собственно АП), а $N^- = 183$ ориентации находятся во внешней по отношению к АП области Ω^- .

Для расчета поля напряжений мы, предполагая литосферу однородной и упругой, использовали прямой подход, основанный на данных об ориентации T_2 как на входной информации. При этом изучаемый регион (АП и смежные участки прилегающих плит) проектировался на экваториальную плоскость с декартовыми координатами x_1 , x_2 с помощью со-

¹ Wessex Institute of Technology, Southampton, UK

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

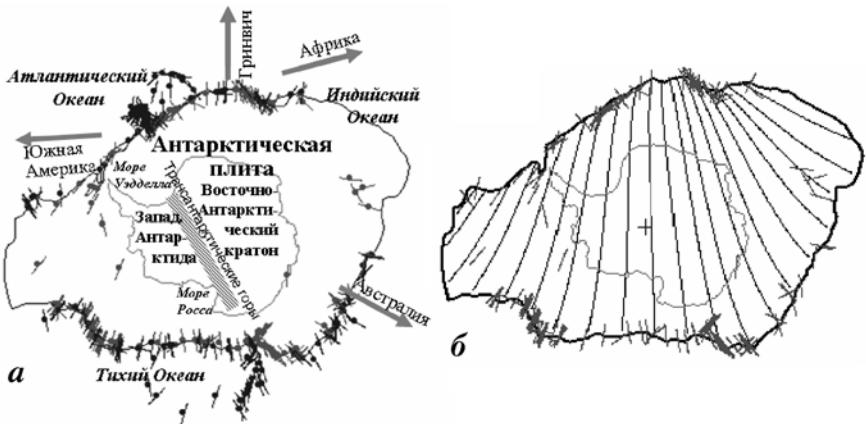


Рис. 1. Границы (по [5]) Антарктической плиты (АП) и локальные ориентации максимального горизонтального сжатия T_2 (по [4]).
 a – местоположение и строение АП (по [2], с упрощениями и изменениями); b – траектории T_2

отношений $x_1 = \cos(\theta) \cos(\lambda)$, $x_2 = \cos(\theta) \sin(\lambda)$, где θ и λ соответственно широта и долгота. Суть подхода, подробно описанного в [6, 7], состоит в следующем.

НС плиты представляется совокупностью трех скалярных полей: максимального касательного напряжения $\tau_{\max}(x_1, x_2) = (T_2 - T_1)/2$, среднего напряжения $P(x_1, x_2) = (T_1 + T_2)/2$ и угла наклона $\phi(x_1, x_2)$ оси максимального сжатия T_2 к положительному направлению оси x_1 . Функция ϕ определяет поле траекторий главных напряжений (ТГН). В рамках подхода можно учесть горизонтальные объемные силы $f(x_1, x_2)$, возникающие вследствие неоднородностей плотности и мощности литосферы. Вводя гармоническую функцию $F(x_1, x_2)$ ($\Delta F = 0$), аппроксимирующую потенциал объемных сил ($f \approx \text{grad } F$) и обобщая известные формулы Колосова–Мусхелишвили, выражаем функции $P^* = P + F$, τ_{\max} и ϕ через две голоморфные функции $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ (упругие потенциалы) в виде

$$\tau_{\max} e^{-2i\phi} = z \Phi'(z) + \Psi(z), \quad P^* = -2 \operatorname{Re} \Phi(z), \quad (z = x_1 + ix_2, \quad z = x_1 - ix_2). \quad (1)$$

Потенциалы $\Phi'(z)$, $\Psi(z)$ аппроксимируются полиномами n -ной степени от z , коэффициенты которых и являются искомыми величинами. Количество действительных констант c_i , $i=1, \dots, m$, подлежащих определению, составляет $m = 8n+4$. Для их определения используются условия: 1) совпадения расчетного и экспериментального углов ϕ в точках замеров напряжений (всего $N^+ + N^-$ условий), 2) непрерывности

вектора напряжений при переходе через границу АП в точках коллокации (N^* условий), 3) условия нормировки для функции τ_{\max} (1 условие). В результате получается система $N=N^++N^-+N^*+1$ линейных алгебраических уравнений $\mathbf{Ac}=\mathbf{b}$ относительно m неизвестных $\mathbf{c}=\{c_1, \dots, c_m\}^T$. По $(N \times m)$ матрице \mathbf{A} полученной переопределенной ($N > m$) системы с помощью преобразования $\mathbf{A}=\mathbf{UDV}$ (\mathbf{U} и \mathbf{V} соответственно $(N \times N)$ и $(m \times m)$ ортогональные матрицы) определяется $(m \times m)$ диагональная матрица $\mathbf{D}=diag\{d_1, d_2, \dots, d_m\}$, где неотрицательные сингулярные числа ранжированы по невозрастанию $d_1 \geq d_2 \geq \dots \geq d_m$. При необходимости последние $k-m$ величин d_i заменяются нулями (т.н. SVD регуляризация) и вместо \mathbf{D} используется $(m \times m)$ матрица $\mathbf{D}'=diag\{d_1, \dots, d_k, 0, \dots, 0\}$. Решение системы имеет вид

$$\mathbf{c} = \mathbf{V}^T \mathbf{D}'' \mathbf{U}^T \mathbf{b}, \quad \mathbf{D}'' = diag\{d_1^{-1}, \dots, d_k^{-1}, 0, \dots, 0\}. \quad (2)$$

В результате решения поле φ (а, значит, и ТГН) определяется однозначно, а (при $\Delta\varphi \neq 0$) поля τ_{\max} и P^* вычисляются с точностью до линейных преобразований

$$\tau_{\max} \rightarrow a \tau_{\max}, \quad P^* \rightarrow a P^* + b, \quad (3)$$

где a ($a > 0$) и b – произвольные постоянные.

Задача решалась при разном количестве точек коллокации на границе АП и разных значениях n степени полиномов, аппроксимирующих упругие потенциалы. На рис. 1, б, 2, а, б показаны результаты расчетов для $N^*=3N^+$ и $n=2$ (что соответствует $m=20$ неизвестным). Трехмерное поле тензора напряжений получается при добавлении к полученному решению давления, зависящего от вертикальной координаты и обусловленного внешней нагрузкой ледника (на континентальной части), весом пород и изотропным боковым распором. Эта процедура не влияет на ТГН и на поле τ_{\max} .

Картина траекторий T_2 (рис. 1 б) показывает, что эти траектории сходятся к направлению нулевого меридиана. Это свидетельствует о том, что напряжения сжатия, вызванные силой отталкивания (push) от дивергентной границы со стороны Тихоокеанской плиты существенно ниже аналогичных напряжений, действующих со стороны Атлантического и Индийского океанов. Такой вывод подтверждается и пространственным распределением величины $P^*=P+F$, показанным на рис. 2 б, где более светлый фон (при одинаковом потенциале F) соответствует большей величине сжатия. Повышенные значения максимального касательного напряжения τ_{\max} (рис. 2 а) реализуются в западной части АП, в том числе и на западе континентальной Антарктиды. Отсюда следует, что повышенная тектоническая активность Западной Антарктиды (по сравнению с платформенной восточной частью) может быть объяснена воздействием движущих сил без привлечения представлений о растекании аномальной мантии.

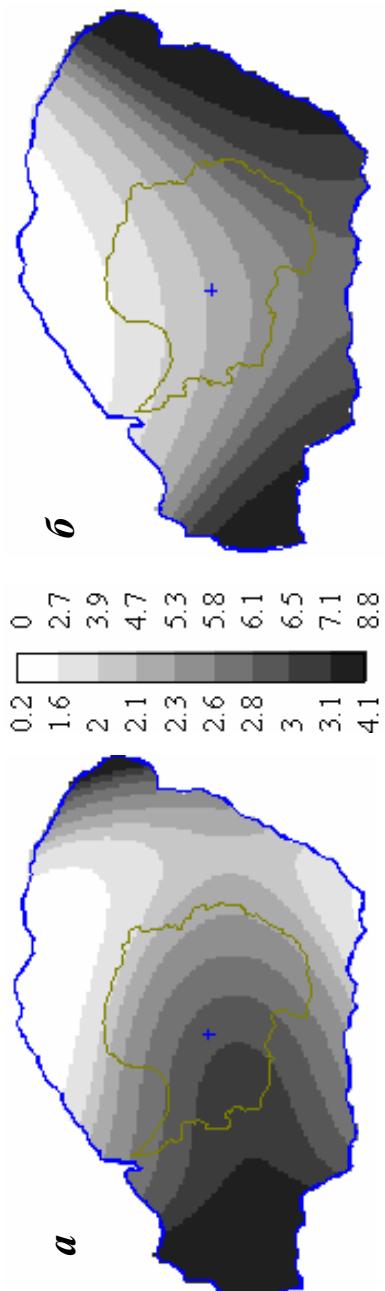


Рис. 2. Поля максимального касательного напряжения τ_{\max} (а) и взятой с обратным знаком суммы $P^*=P+F$ среднего напряжения и потенциала объемных сил (б). Поля определены с точностью до преобразований (3)

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, программы №6 ОНЗ РАН и EPSRC гранта EP/E032494/1.

Литература

1. Antarctica: A Keystone in a Changing World / A.K. Cooper et al. (Eds.) // Proceedings of the 10th Internat. Symposium on Antarctic Earth Sci. Washington, DC: The National Academies Press, 2008. 164 p.
2. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 613 с.
3. Reading A.M. Antarctic seismicity and neotectonics // Royal Society of New Zealand Bulletin. 2002. V. 35. P. 479–484.
4. Reinecker J., Heidbach O., Tingay M. et al. The release 2005 of the World Stress Map // 2005. Available online at www.world-stress-map.org.
5. Bird P. An updated digital model for plate boundaries // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
6. Galybin A.N., Mukhamediev Sh.A. Determination of elastic stresses from discrete data on stress orientations // Int. J. Solids and Struct. 2004. V. 41. P. 5125–5142.
7. Galybin A.N., Mukhamediev Sh.A. Integral equations for elastic problems posed in principal directions: application for adjacent domains // Boundary elements and other mesh reduction methods XXVIII / C.A. Brebbia, J.T. Katsikadelis (Eds.). Southampton: WIT Press, 2006. P. 51–60.

А.В. Ганелин¹

Геодинамическое значение диабазовых комплексов в офиолитах Западной Чукотки

Верхнекоровые комплексы в офиолитах западной Чукотки вскрываются в Алучинском офиолитовом комплексе и в Громадненско-Вургувеемском перидотит-габбровом массиве.

В Алучинском комплексе выделяются две группы диабазовых серий (АЛ-1 и АЛ-2). Диабазы серии АЛ-1 слагают Атамановский массив и имеют интрузивные взаимоотношения с перидотитами Алучинского массива (содержат многочисленные скрины перидотитов). По данным Ar-Ar датирования, возраст диабазов является позднетриасовым (226 млн лет). Различные параметры химического состава для большей части образцов, такие как: низкое содержания калия, высокое содержания титана ($TiO_2=1,43\text{--}1,93$ мас.-%), особенности распределения РЗЭ ($La+Sm+Yb=$

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, e-mail: al-gan@yandex.ru

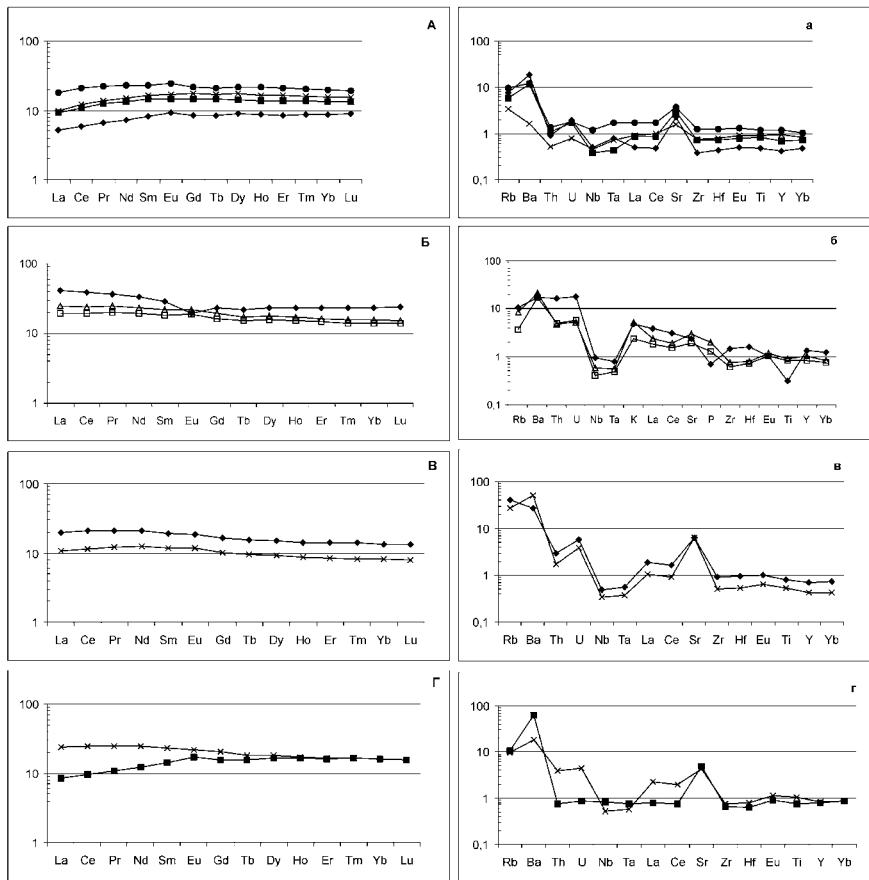
8,8–11,4 г/т; La/Yb=0,7–0,9), указывают на то, что диабазы из группы АЛ-1 кристаллизовались из расплавов типа N-MORB. В то же время, часть образцов из этой группы при одинаковых величинах магнезиальности характеризуется пониженными содержаниями титана (TiO_2 =0,6 мас.%) и более низкими концентрациями РЗЭ и высокозарядных элементов (Zr, Ti, Y), т.е. проявляют некоторые свойства, характерные для островодужных расплавов (рисунок, фрагменты А, а).

Диабазы серии АЛ-2 представлены отдельными телами даек, повсеместно прорывающими перидотиты Алучинского массива. Дайки ориентированы в меридиональном направлении и имеют мощности от 0,5 до 5 м. По вещественному составу они значительно отличаются от даек серии АЛ-1. В породах отмечаются низкие содержания Ni (28–50 г/т) и Cr (25–80 г/т). Характерно преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ ($La/Yb = 1,2$). Они обогащены по сравнению с N-MORB крупноионными лиофильными элементами Rb, Ba, K, Sr, Th и обеднены высокозарядными элементами – Ti, Y, Zr. Наблюдаются отчетливые минимумы Ta и Nb. По этим признакам описываемые породы могут классифицироваться как островодужные (рисунок, фрагменты В, в).

В структуре Громадненско-Бургувеемского массива также выделяются две группы диабазовых серий: ВУР-1 и ВУР-2.

Диабазы серии ВУР-1 обнажаются в левом борту среднего течения р. Коральвеем и протягиваются на расстояние около 2 км. Они локализованы на границе габброидов Громадненско-Бургувеемского массива с вулканогенной островодужной толщей позднекаменноугольно-раннепермского возраста и являются подводящими каналами вулканитов. Дайки представляют собой субвертикальные тела северного простирания мощностью до 2 м. Среди даек наблюдаются скрины габбро. Породы представлены диабазами, габбро-диабазами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами. В верхней части встречаются тела вулканокластических пород.

Породы характеризуются низкими и умеренными содержаниями TiO_2 (0,4–1,4 мас.%), низкими содержаниями Cr (40–60 г/т) и Ni (30–40 г/т). Суммарное содержание РЗЭ в диабазах и базальтах составляет около 10 хондритовых норм. Наблюдается преобладание ЛРЗЭ ($La+Sm+Yb=9,6$ – $11,6$ г/т, $La/Yb=1,9$ – $2,3$), а в образце дацита $La+Sm+Yb=17,8$ г/т и $La/Yb=2,6$. На многоэлементном графике спектры всех изученных образцов из даек группы ВУР-1 демонстрируют островодужную природу с соответствующим повышенным содержанием легких лиофильных элементов и пониженным содержанием высокозарядных элементов. Наблюдаются характерные для пород островодужного генезиса отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti, Zr (см. рисунок, фрагменты Б, б).



Графики распределения РЗЭ, нормализованные к хондриту (А–Г), и мультиэлементные графики, нормализованные по N-MORB для диабазовых комплексов офиолитов Западной Чукотки (*а–г*).

А, а – комплекс Ал-1; Б, б – комплекс ВУР-1; В, в – комплекс Ал-2; Г, г – комплекс Вур-2. Значения для нормирования по: [1]

Диабазы серии ВУР-2 представлены отдельными маломощными (от нескольких см до 0,5 м) дайковыми телами, прорывающими габброиды Громадненско-Вургувеемского массива в их внутренней части. В этих образцах отмечаются умеренные и повышенные содержания TiO_2 (0,7–1,5 г/т) и глинозема ($Al_2O_3=14,6\text{--}17,5$, мас.%). Отмечаются два уровня концентраций хрома и никеля: Cr (20–50 и 200–490 г/т), Ni (23–37 и 84–147 г/т). Для образцов ВУР-2 наблюдается два типа спектров распреде-

ления РЗЭ: с обогащением ЛРЗЭ ($\text{La/Yb}=1,6$)_{cn} и с обеднением ($\text{La/Yb}=0,4\text{--}0,8$)_{cn}. Спектры образцов, обогащенные ЛРЗЭ, очень близки к спектрам образцов из группы ВУР-1. Мультиэлементные спектры для образцов ВУР-2 имеют смешанные характеристики. С одной стороны, наблюдаются относительное обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Sr, Th), а в некоторых случаях – отрицательные аномалии Ta и Nb, с другой – обеднение высокозарядными элементами (Zr, Ti, Y, Yb) невелико, содержания этих элементов близки к содержаниям в N-MORB.

Приведенные выше геохимические данные свидетельствуют о том, что среди диабазовых комплексов офиолитов западной Чукотки присутствуют разновидности с ярко выраженным островодужными характеристиками – комплексы ВУР-1 и АЛ-2, а также комплексы диабазов, в которых присутствуют породы со смешанными характеристиками расплавов от типа N-MORB до островодужных – комплексы АЛ-1 и ВУР-2. Возрасты пород комплексов АЛ-2 и ВУР-2 неизвестны, однако их тесная структурная связь с плутоническими членами офиолитов и близость геохимических особенностей позволяют предполагать, что эти комплексы формировались в пределах временного интервала, границы которого маркируются комплексами АЛ-1 и ВУР-1, т.е. в период между поздним палеозоем и поздним триасом. Исходя из этого, представляется возможным рассматривать черты вещественного состава описываемых диабазовых комплексов как результат эволюции единой конвергентной системы с выделением нескольких этапов развития. Диабазовый комплекс ВУР-1 – островодужные толеиты – представляет собой наиболее ранний этап, возраст которого определяется как верхнекаменноугольный – нижнепермский, на основании структурных взаимоотношений с островодужными вулканитами соответствующего возраста.

Диабазовый комплекс АЛ-1 позднетриасового возраста, в котором породы с характеристиками расплавов N-MORB преобладают над породами со смешанными характеристиками, может рассматриваться как этап существования зрелого задугового бассейна. Составы диабазов из комплексов АЛ-2 и ВУР-2 указывают на то, что в формировании этих пород участвовали источники двух типов: N-MORB и островодужный толеитовый. Вероятнее всего, эти комплексы маркируют собой промежуточный этап между заложением островной дуги (комплексом ВУР-1) и раскрытием задугового бассейна (комплексом АЛ-1).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-05-00547 и гранта научной школы НШ – 3172.2008.5.

Литература

1. Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.) // *Geol. Soc. Spec. Publ.* London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Р.Г. Гарецкий¹, Г.И. Карапаев¹, И.В. Данкевич¹, В.В. Солодилова²

Геолого-геофизические исследования в районе Белорусской антарктической станции: планы и первые результаты

Белорусская антарктическая станция (БАС) расположена на побережье северо-восточной части Антарктиды, в 12 км восточнее Российской станции «Молодежная», в районе горы Вечерняя, на Земле Эндерби (рис. 1). Геолого-геофизические исследования на станции и в ее окрестностях проводятся в соответствии с Государственной целевой программой ««Мониторинг полярных районов Земли и обеспечение деятельности арктических и антарктических экспедиций на 2007–2010 годы и на период до 2015 года», концепцией которой предусматривается необходимость изучения особенностей протекания в Антарктиде геомагнитного поля, оказывающего существенное влияние на надежность функционирования систем связи, навигации и систем другого назначения, расположенных на значительном удалении от полярных районов, а также выполнение научных геофизических, геохимических и тектонических исследований, способствующих изучению геологического строения района БАС.

В связи с этим на территории БАС предусматривается проведение двух видов научных исследований.

1. Как известно, геомагнитное поле, благодаря существованию магнитосферы, захватывает энергию солнечного ветра. При этом особенно ярко взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой проявляется в полярных шапках: происходит перестройка всех процессов на границе магнитосферы, генерация полярных сияний и формирование трехмерных токовых систем, ответственных за возмущение магнитного поля Земли. Эти факторы, объединенные термином «космическая погода»,

¹ Институт проблем использования природных ресурсов и экологии (ИПИПРЭ) НАН Беларусь, Минск, Беларусь

² Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт (БелНИГРИ) Минприроды РБ, Минск, Беларусь

оказывают существенное влияние на функционирование не только на наземные технические устройства, но и на искусственные спутники и находящуюся в них аппаратуру. Возмущения в магнитном поле и ионосфере непосредственно влияют на условия жизни и хозяйственной деятельности людей (медицинско-биологические факторы, функционирование радиотехнических и навигационных систем различного назначения, линии связи и электропередач, трубопроводы и др.). Особый интерес представляет изучение вариаций магнитного склонения. Эта задача актуальна в связи с наблюдаемым в последнее десятилетие дрейфом магнитных полюсов, связанных с возможным уменьшением дипольной части главного геомагнитного поля. Ввиду исключительности величины и спектрального состава параметров геомагнитного поля в высоких широтах целесообразно на Белорусской антарктической станции проводить изучение воздействия К-индексов, геомагнитных бурь и других параметров геомагнитного поля на организм человека, например, изменений сердечного ритма от локальной геомагнитной активности (имея в виду респондентов из числа зимовщиков экспедиции). Поэтому на БАС планируется изучение особенностей поведения геомагнитного поля.

2. Существующие, хотя и схематические сведения о геологическом строении Антарктиды свидетельствуют о том, что в недрах Антарктиды имеются значительные потенциальные запасы минерального сырья: обнаружены проявления и признаки полезных ископаемых более чем в 170 пунктах; из них значительная часть приходится на ее восточную часть. В восточной части Антарктиды выявлены проявления твердых горючих ископаемые (уголь), нефть и газ на антарктическом шельфе, проявления меди и молибдена и др. В связи с этим необходима постановка подробного научного геолого-геофизического изучения строения земной коры и верхней мантии района БАС. То обстоятельство, что район расположения БАС в геологическом отношении является докембрийской платформой, открывает широкие возможности использования опыта научного изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии территории Беларуси, относящейся также к древней докембрийской платформе (Восточно-Европейской). В связи с этим планируется выполнить маршрутные гравиметрические и магнитометрические наблюдения, изучить петрофизические свойства горных пород из обнажений и на основе методики физико-геологического моделирования построить разрезы и карты, характеризующие строение земной коры и верхней мантии, и дать тектоническое районирование территории БАС.

В тектоническом отношении БАС находится в восточной части докембрийской Антарктической платформы, в пределах так называемой Восточной Антарктиды. Докембрийским основанием территории БАС являет-

ся протерозойский мобильный пояс, граничащий на севере с пассивной невулканической окраиной континента. По материалам большинства российских ученых, восточнее БАС выделяется архейский кратон, стабилизировавшийся 2,8–2,5 млрд лет тому назад. По мнению Г.Э Грикурова [1] этот (названный Нейпирской глыбой) кратон сложен гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными образованиями. Юго-западнее БАС выделена зона проявления позднего неопротерозойского тектогенеза.

По современным данным, Восточная Антарктида испытала длительную историю формирования от 3,8–3,9 млрд лет (возможно, и ранее) до 0,5 млрд лет и является сложно построенным континентальным блоком, состоящим из образований разного возраста. Древнейшие протократоны незначительных размеров, например, Земли Эндерби, видимо, были стабилизированы в архее, а в протерозое они были обрамлены мобильными поясами, местами со значительными включениями ювенильного материала.

В докембрий суперконтинент Гондвана включал в себя Африку, Индостан, Австралию и Антарктиду [1, 3–6]. При этом Восточная Антарктида была объединена с архейским блоком Восточные Гаты, расположенным в Индостане. Разделение Антарктического и Индийского блоков произошло в послесреднеюрское время [2, 4]. Пространственная общность Земли Эндерби и Восточных Гат в пределах Гондваны позволяет делать сопоставление этих структур. Это очень важно для наших исследований, так как район Восточных Гат к настоящему времени изучен достаточно хорошо (в том числе имеются пересечения профилями ГСЗ), в то время как Землю Эндерби еще предстоит изучать. Следовательно, мы вправе ожидать аналогичных характеристик геологических комплексов и в секторе Земли Эндерби.

На рис. 2 представлена тектоническая схема района БАС, на которой показано положение палеоблока Восточных Гат с целью акцентирования внимания на возможность сравнительного анализа этого геологического объекта с районом БАС.

В качестве предварительного обоснования высказанных тектонических соображений приведем материалы металлогенического анализа пород, отобранных из обнажений на северо-восточных отрогах горы Вечерней и ее вершине, на сопке Рубин (восточнее горы Вечерняя) и мысе Гранат (севернее ст. Молодежная, см. рис. 1). Партия из 122 образцов горных пород была доставлена из Антарктиды в 2007 г. белорусским полярником А.А. Гайдашовым, участвовавшим в 52-й Российской антарктической экспедиции. Изучен петрографический и микроэлементный состав пород полуколичественным спектральным анализом. Анализ выполнен в Центральной лаборатории РУП «Белгеология».

Глубинные породы ультрабазитового состава обнажаются на северо-восточных отрогах горы Вечерней и ее вершине, на сопке Рубин и мысе

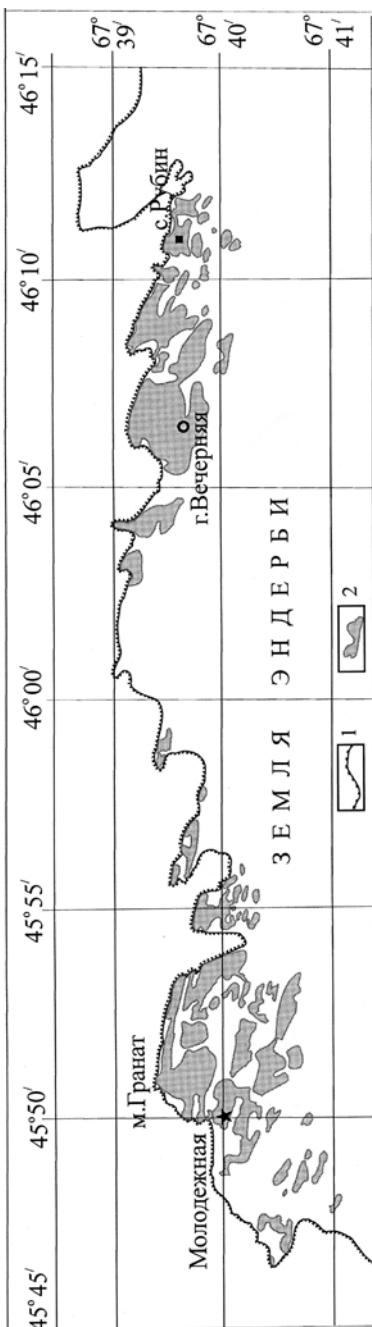


Рис. 1. Схема района Белорусской антарктической станции
1 – береговая линия; 2 – области выхода коренных пород

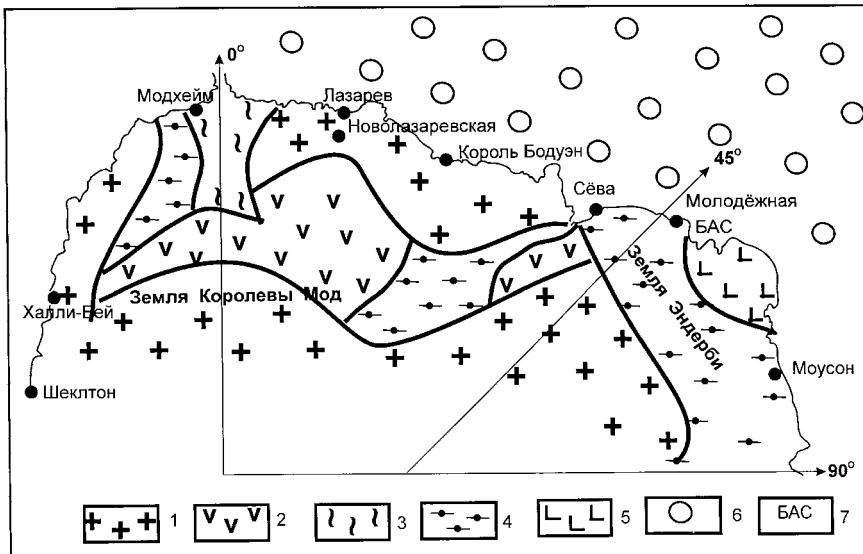


Рис. 2. Схема тектонического районирования северо-востока Антарктиды
(составлена по материалам Г.Э. Грикурова [1])

1 – недифференцированные докембрийские образования (под ледовым чехлом); 2 – зоны проявления позднего неопротерозойского тектогенеза; 3 – континентальный палеорифт; 4 – пртерозойский мобильный пояс; 5 – архейский кратон; 6 – палеоблок Восточных Гат; 7 – Белорусская антарктическая станция

Гранат. Они представлены измененными перидотитами, пироксенитами, а наиболее кислые дифференциаты – габброидами. На мысе Гранат и на вершине горы Вечерней встречены диабазы. Более распространены на опробованных участках метаморфизованные базальтоиды – кристаллосланцы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы. На отрогах горы Вечерней широко развиты чарнокиты и эндербиты, сложенные гранатом, калиево-натриевым полевым шпатом, биотитом и плагиоклазом. В некоторых образцах сохранились реликты гиперстена, частично замещенного биотитом. Большим распространением на изученном участке пользуются различные гранитоиды. Среди них выделяются плагиограниты и микроклиновые граниты, как правило, разгнейсованные. Изученный комплекс пород обладает значительным металлогеническим потенциалом: фиксируется большой набор рудных элементов, концентрация которых значительно превышает кларки пород (Sn, Mo, Ві и др.).

По результатам комплексного исследования опробованного участка можно сделать вывод, что данный район относится к мобильным струк-

турам со сложным блоковым строением и неоднократной тектономагматической активизацией, что характерно и для других частей северо-восточного побережья Антарктиды. Эти структуры сложены полиметаморфическими комплексами пород, образованных в условиях гранулитовой фации, с последующим наложением амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, и насыщенных интрузивными комплексами.

Литература

1. Грикуров Г.Э., Михальский Е.В. Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Рос. журн. наук о Земле. 2002. Т. 4, №4. С. 247–257.
2. Диц Р., Холден Дж. Распад Пангеи // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 315–329.
3. Михальский Е.В. Тектонические провинции Антарктического щита в свете формирования суперконтинентов докембра // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007. С. 29–32. (Материалы XL Тектонич. совещ.; Т. 2).
4. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
5. Sheppard S. et al. Intracontinental reworking in Capricorn Orogen // Austral. J. Earth Sci. 2005. V. 52. P. 447–460.
6. Smith A., Hallam A. The rift of the southern continents // Nature. 1970. V. 225. P. 139–144.

А.Б. Герман¹

Среднемеловые флоры Новосибирских островов и «вымерший» климат меловой Арктики

На Новосибирских о-вах ископаемые флоры были открыты российскими полярными экспедициями под руководством Э.В. фон Толля: в 1886 г. – Толлем на о-ве Новая Сибирь, в 1900–1901 гг. Э.В. Толлем и К.В. Волосовичем на о-ве Котельном. Собранные коллекции были изучены И.Ф. Шмальгаузеном [12] и А.Г. Натгорстом [11]. В последующие годы ископаемые растения из данных местонахождений неоднократно собирались геологическими экспедициями НИИГА, ПГО «Аэрогеология», Ботанического и Геологического институтов РАН и др., в их изучении принимали участие А.Н. Криштофович, Т.Н. Байковская, Н.Д. Василевская, И.Н. Свешникова, Л.Ю. Буданцев и позже автор.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

На о-ве Котельном в состав ископаемой флоры из средней части нижней подсвиты балыктахской свиты в среднем течении р. Балыктах входят [3, 5, 11]: *Asplenium rigidum*, *Birisia onychioides*, *Arctopteris* cf. *kolyomensis*, *Arctopteris* sp., *Coniopteris* cf. *nympharum*, *C. saportana*, *Cladophlebis* sp., *Cladophlebis* (?) sp., *Lobifolia* sp., *Sphenopteris* sp. cf. *Coniopteris compressa*, *Sphenopteris* sp., *Anomozamites arcticus*, *Ctenis* (?) sp., *Ginkgoites* ex gr. *sibirica*, *G. volnovii*, *Sphenobaiera flabellata*, *Sphenobaiera longifolia*, *Karkenia* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *Ph.* ex gr. *speciosa*, ? *Czekanowskia* ex gr. *rigida*, *Ixostrobus latus*, *Leptostrobus* sp., *Brachiphyllum* (?) sp., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii*, *P. latifolius*, *Elatocladus* aff. *manchurica*, *Florinia borealis* (?), *Pityophyllum arcticum*, *P.* ex gr. *nordenskioldii*, *P.* ex gr. *staratschinii*, *Pityolepis tollii*, *Pityospermum* sp., *Pityostrobus* sp., *Desmophyllum rigidum*, *Desmophyllum* sp., *Alatispermum malandinii*, *Carpolithes* sp. 1–2, *Stenorachis* sp. Балыктахская флора наиболее близка к альбской (исключая конец альба) буор-кемюсской флоре из одновозрастной свиты Зырянского бассейна и средней и верхней подсвиты омсукчанской свиты Омсукчанской угленосной площади Северо-Востока России [6], а также к одновозрастной ей флоре Какповрак Северной Аляски [13]. Также она сходна с силяпской флорой аптского возраста Зырянского и Омсукчанского угленосных бассейнов [6], в которой впервые появляются *Birisia* и *Arctopteris*. Это позволяет датировать балыктахскую флору аптом (?)—альбом (исключая конец альба). K-Ar датировки игним-бритовых стекол из верхнебалыктахской подсвиты указывают на интервал начало—середина альба, а палинокомплексы из нижнебалыктахской подсвиты наиболее близки таковым из верхненеонокомских отложений Западной Сибири и угленосных бассейнов Средней Сибири [5].

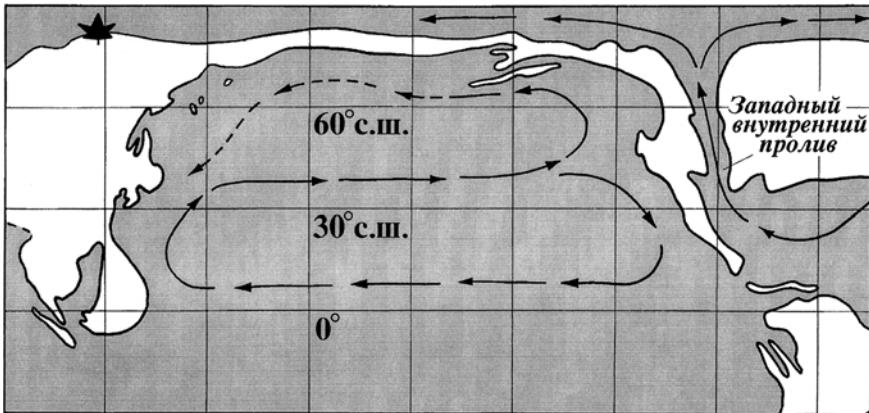
На о-ве Новая Сибирь ископаемая флора из деревянногорской свиты Утеса деревянных гор на юго-западном побережье острова включает следующие растения [2, 7, 9, 12]: *Asplenium dicksonianum*, *Hausmannia nansenii*, *Cladophlebis meyerii*, *Cladophlebis* sp. 1–2, *Sphenobaiera* sp., *Torellia* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, *G.* ex gr. *obrutschewii*, *G.* ex gr. *pilifera*, *Desmophyllum* sp., *Podozamites* sp., *Agathis tollii*, *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Cedrus lopatinii*, *Pseudolarix schmalhausenii*, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*, *P.* ex gr. *staratschinii*, *Pityostrobus* sp. 1–2, *Pityolepis* sp. 1–2, *Pityospermum* sp. 1–2, *Sequoia tenuifolia*, *Parataxodium neosibiricum*, *P.* ex gr. *neosibiricum*, *Taiwania microphylla*, *Tollia cunninghamoides*, *T.* ex gr. *cunninghamoides*, *Libocedrus arctica*, *Thuja cretacea*, *Trochodendroides arctica*, *T.* ex gr. *arctica*, *T. smilacifolia*, *T. richardsonii*, *Ettingshausenia* sp., *Arthrollia* sp., *Pseudoprotophyllum boreale*, *P. giganteum*, *P. parvaefolium*, *Pseudoprotophyllum* sp. 1–2, «*Acer*» *quercifolium*, *Hedera gracile*, *Zizyphoides varietas*, *Z. smilacifolia*, *Cissites* sp. cf. *Dalemyia comparabilis*, *Cis-*

sites sp., *Viburnum* sp., *Macclintockia decurrens*, *M. neosibirica*. Исходя из совместного нахождения во флоре раннемеловых растений и видов и родов, распространенных в сеноман-туронских и сенонских флорах Арктики, их следует датировать туроном и, возможно, ранним сеноном [2], что подтверждается палинологическими данными [1].

По покрытосеменным деревянногорской флоры о-ва Новая Сибирь методом CLAMP были рассчитаны следующие палеоклиматические параметры [4, 10]: температуры среднегодовая 8,8°C, наиболее теплого месяца 16,6°C, наиболее холодного месяца 1,8°C; количество осадков среднее за вегетационный период 636 мм, среднемесячное за вегетационный период 94 мм, за три последовательных наиболее влажных месяца 352 мм, за три последовательных наиболее сухих месяца 178 мм; продолжительность вегетационного периода 5,3 месяца. Эти параметры соответствуют современному влажному умеренно теплому климату, от которого среднемеловой климат отличался присущей приполярным широтам (палеоширота местонахождения на о-ве Новая Сибирь приблизительно 82° с.ш.: рис.) выраженной световой сезонностью: наличием полярной ночи с полным отсутствием света и продолжительным в течение суток, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным солнечным освещением в течение полярного лета.

Среднемеловой климат Арктики был необычно теплым и влажным даже на фоне в целом более теплого, чем ныне, глобального климата мелового периода. Температурные параметры этого арктического климата находят объяснение во влиянии на него относительно тепловодного Арктического бассейна, который «добавлял» в атмосферу некоторое количество тепла в летний сезон и значительно повышал зимние температуры, не давая им опускаться ниже нулевой отметки [4, 10]. Чтобы объяснить существование в среднем–позднем мелу аномально теплого Арктического бассейна, изолированного в это время от Прото-Пацифики Берингийской сушей, была высказана гипотеза [4, 10] о том, что он «подогревался» привносом теплых вод из низких широт по Западному внутреннему проливу на Северо-Американском континенте (см. рисунок). Таким образом, в середине мелового периода в Арктике преобладал влажный высокоширотный умеренно теплый климат, специфическими особенностями которого были теплые летние температуры, мягкие зимы без продолжительного морозного периода, значительное количество осадков и резкая световая сезонность. Аналогов этому климату нет на современной Земле, и его с полным правом можно назвать вымершим климатом.

Исследования поддержаны РФФИ, проект № 06-05-64618, и грантом НШ-4185.2008.5.



Предполагаемые теплые (сплошные стрелки) и холодные (прерывистые стрелки) течения в середине мела в северной части Прото-Пацифики, Арктическом бассейне и Западном внутреннем проливе; значком флоры показаны местонахождения ископаемых флор Новосибирских о-вов (по: [10], с дополнениями; палеогеография для коньякского века по: [8], с дополнениями)

Литература

1. Бондаренко Н.М. Состав и распространение спор и пыльцы в верхнем мелу острова Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С. 149–156.
2. Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.
3. Васильевская Н.Д. Раннемеловая флора острова Котельного // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1977. С. 57–75.
4. Герман А.Б. Позднемеловой климат Евразии и Аляски. М.: Наука, 2004. 157 с.
5. Кузьмичев А.Г., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканализме // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
6. Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.
7. Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю. Ископаемые флоры Арктики // Позднемеловая флора острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. С. 68–110.
8. Funnel B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage. The global shoreline maps // Cretaceous Resources, Events and Rhythms / R.N. Ginsburg, B. Beaudoin (Eds). Dordrecht, Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 221–235.
9. Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia // Cenozoic plants and climates of the Arctic / M.C. Boulter, H.C. Fisher (Eds). NATO ASI Series, Ser. I, V. 27. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 127–149.

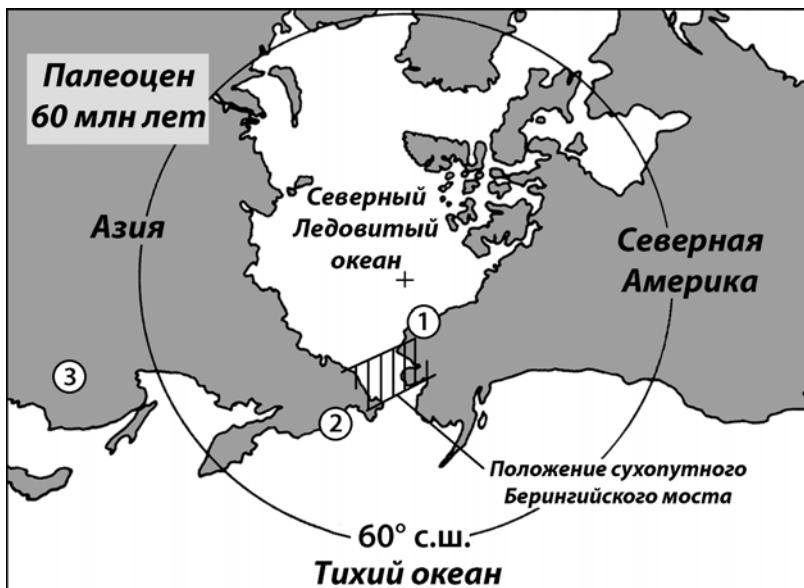
10. Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean // *Nature*. 1996. V. 380, № 6572. P. 330–333.
11. Nathorst A.G. Über Trias- und Jurapflanzen von der Insel Kotelny // Зап. Имп. Акад. наук. 1907. Сеп. 8, Т. 21, № 2. С. 1–13.
12. Schmalhausen J. Tertiäre Pflanzen der Insel Neusibirien, mit einer Einleitung von Baron E. v. Toll // Mem. Acad. Imper. Sci. St.-Petersb. 7 ser. 1890. T. 37, № 5, Abt. 2. P. 1–22.
13. Spicer R.A., Herman A.B. The Albian-Cenomanian flora of the Kukpowruk River, western North Slope, Alaska: stratigraphy, palaeofloristics, and plant communities // *Cretaceous Res.* 2001. V. 22. P. 1–40.

А.Б. Герман¹, М.Г. Моисеева¹

Роль палеогеографической обстановки в формировании палеоценовой флоры Северной Аляски

Изучение процессов флорогенеза в северном обрамлении Пацифики в позднемеловое и палеоценовое время представляет несомненный интерес, поскольку позволяет оценить в них роль палеогеографических, в том числе палеоклиматических, факторов. Из них наиболее значимые для формирования флор данного региона – это колебания температуры и наличие сухопутного Берингийского моста, соединявшего в это время Северо-Восточную Азию и северную часть Северной Америки и жившего путем трансберингийских миграций древних растений (рисунок). В этом аспекте рассматривается становление двух палеоценовых флор Северной Аляски, ископаемые растения которых происходят из верхов свиты Принс Крик. Флороносные отложения обнажаются в береговом обрыве Сагвон Блаффс на левобережье р. Сагаваниркток [5] и представлены переслаивающимися конгломератами, слабосцементированными песчаниками, алевролитами, углистыми сланцами и углеми. Три нижних пласта угля прослеживаются на всем протяжении обнажения, их мощность достигает 7 м. Верхняя часть флороносной пачки с угольными пластами 4–6 обнажена хуже и выходит в северной части береговых обрывов. Ископаемые растения составляют два флористических комплекса, получивших названия флоры Ранняя Сагвон и Поздняя Сагвон. Первая происходит из нижней части разреза ниже третьего угольного пласта, вторая – из средней части разреза между угольными пластами 3 и 4. Общая мощность флороносной пачки в разрезе Сагвон Блаффс 100–115 м. Основание залегающей выше, вероятно, со стратиграфиче-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Положение континентов (показаны их современные очертания) в палеоцене (60 млн лет назад), полярная проекция (по: [Smith et al., 1981], с дополнениями) и Берингийского моста; местонахождения ископаемых флор: 1 – Ранняя и Поздняя Сагвон, 2 – корякская, 3 – позднецагаянская

ским несогласием, свиты Сагаваниркток представлено пачкой светлых слабосцементированных богатых кварцем песчаников, песков, конгломератов и гравелитов до 25–30 м мощностью. Весь флононосный разрез на р. Сагаваниркток по палинологическим данным датируется поздним палеоценом [4]. Не исключая более широкий возрастной диапазон этих отложений, мы условно датируем флору Ранняя Сагвон данием – зеландием, а Позднюю Сагвон – поздним палеоценом.

Флора Ранняя Сагвон включает около 30 видов растений, среди них преобладают полиморфные и часто крупные листья *Corylites beringianus*, побеги *Metasequoia occidentalis*, а также *Archeampelos* (?) sp. и *Quereuxia angulata*. Другими характерными растениями этой флоры являются *Equisetum arcticum*, *Onoclea hesperia*, *Mesocyparis* sp., *Fokieniopsis* aff. *Catenulata*, *Haemanthophyllum* sp., *Sparganiophyllum* sp., *Phragmites alas-kana*, *Trochodendroides* ex gr. *arctica*, *Nyssidium arcticum*, «*Cocculus*» sp., *Rarytkinia* sp., *Ettingshausenia* sp., *Celastrinites* sp., *Castaliites inordinatus*, *Liriophyllum* cf. *aeternum* cf. *Rubis*, несколько фруктификаций и др. Флора Поздняя Сагвон характеризуется небольшим разнообразием и явно выраженным доминированием листьев покрытосеменных *Tiliaephyllo* bro-

oksense и хвойных *Metasequoia occidentalis*. Из других хвойных встречаются мужские шишки таксодиевых, побеги *Taxodium* (?) sp. и кипарисовых *Mesocyparis* (?) sp. Покрытосеменные, помимо *Tiliaeophyllum brookense*, представлены единичными отпечатками *Trochodendroides ex gr. arctica*, *Archeampelos mullii* и *Dicotylophyllum sagwonicum*. Присутствуют фруктификации и чешуя неясного систематического положения. Листья *Corylites beringianus*, преобладающие во флоре Ранняя Сагвон, в данной флоре не встречены. Эти две флоры сближают многочисленность в них *Metasequoia occidentalis*, наличие общего вида *Trochodendroides ex gr. arctica* и родов *Archeampelos* (представленного во флоре Ранняя Сагвон другим видом) и, вероятно, *Mesocyparis*. Общие таксоны характеризуются широким стратиграфическим и географическим распространением, в целом же указанные флоры различаются как по систематическому составу, так и по основным доминантам.

Преемственность флоры Ранняя Сагвон от более древней кампан-маастрихтской флоры Северной Аляски минимальна: последняя отличается очень низким таксономическим разнообразием, почти полным отсутствием покрытосеменных (за исключением *Quereuxia angulata*) и доминированием хвойных *Parataxodium*. Эта флора, вероятно, отражает температурный минимум, приходившийся на Северной Аляске на время ее существования. Флора Ранняя Сагвон близка позднемаастрихтской корякской флоре из верхнекорякской подсвиты северо-востока Корякского нагорья (см. рисунок) [3]: в обеих преобладают двудольные и хвойные, а количество хвоцевых и папоротников незначительно, причем почти все раннесагвонские виды встречаются и в корякской флоре. Доминируют в этих комплексах *Corylites beringianus*, несколько видов *Trochodendroides*, ассоциирующих с плодами *Nyssidium*, а также *Metasequoia occidentalis*; в обоих комплексах встречаются *Equisetum arcticum*, *Onoclea hesperia*, *Rarytkinia*, *Haemanthophyllum*, *Celastrinites*, *Liriophyllum*, *Cissites* (?*Archeampelos*). Во флоре Ранняя Сагвон, в отличие от корякской, меньшую роль играли хвойные растения, не встречаются представители родов *Glyptostrobus*, *Elatocladus*, *Pityophyllum*, *Pseudolarix*, а остатки *Mesocyparis* редки и фрагментарны. Среди двудольных во флоре Ранняя Сагвон отсутствуют некоторые растения, характерные для корякской, а платанообразные *Ettingshausenia* редки. Близкое сходство этих флор свидетельствует о наличии в позднем маастрихте и дании свободного флористического обмена между Северо-Востоком России и Северной Аляской через сухопутный Берингийский мост, причем корякская флора, вероятно, была источником многих таксонов, мигрировавших на север Аляски с северо-востока Азии во время палеоценового потепления.

Флора Поздняя Сагвон обнаруживает значительную близость к датской или датско-зеландской флоре из средней части верхнецагаянской подсвиты Амурской области и нижней части свиты Уюнь провинции

Хейлундзян в Китае [1, 2]. Они сходны доминированием *Metasequoia occidentalis* и рода *Tiliaeophyllum*. Аляскинский вид *T. brooksense* обнаруживает большое сходство с *T. tsagajanicum*, известным, помимо позднекагаянского, еще только из палеоценового флористического комплекса кивдинских слоев цагаянской свиты Амурской области [1]. Сближает указанные флоры также наличие общих таксонов: вида *Trochodendroides ex gr. arctica* и родов *Taxodium* и *Archeampelos*. Сходство рассматриваемых флор позволяет предположить, что в ходе прогрессирующего потепления климата температуры на Северной Аляске в позднем палеоцене достигли значений, позволивших роду *Tiliaeophyllum*, доминирующему в позднекагаянской флоре, мигрировать по сухопутному Берингийскому мосту из южных палеоширот Дальнего Востока в высокие широты Тихоокеанского сектора Арктики (см. рисунок). Данное потепление, начавшееся с конца маастрихта или начала палеоцена, достигло максимума, по-видимому, на границе палеоцена и эоцена или в раннем эоцене. Следовательно, во флорогенетическом отношении палеоценовые флоры Северной Аляски сформировалась как за счет эволюции растений, так и за счет трансберингийской миграции растений из восточной Азии, ставшей возможной благодаря потеплению климата на севере Аляски и существованию сухопутного Берингийского моста.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 06-05-64618 и НШ-4185.2008.5.

Литература

1. Ахметьев М.А., Кезина Т.В., Кодрул Т.М., Манчестер С. Стратиграфия и флора пограничных слоев мела и палеогена юго-восточной части Зейско-Бурейского осадочного бассейна // Сб. памяти чл.-корр. АН СССР, проф. В.А. Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 275–315.
2. Красилов В.А. Цагаянская флора Амурской области. М.: Наука, 1976. 92 с.
3. Моисеева М.Г. Корякский флористический комплекс Северо-Востока России: систематический состав, экологические, тафономические и палеоклиматические особенности // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. М.: ГЕОС, 2005. С. 212–223. (Тр. Междунар. палеоботанич. конф.; Вып. 1).
4. Jolley D.W., Herman A.B., Moiseeva M.G. et al. The Sagwon Bluffs Paleocene depositional environment, vegetation and ecology // Abstr. 102nd Ann. Meeting Cordilleran Sect., GSA, 81st Ann. Meeting Pacific Sect., AAPG, Western Regional Meeting Alaska Sect., SPE (8–10 May 2006). Geol. Soc. America. 2006. V. 38, № 5. P. 35.
5. Mull C.G., Houseknecht D.W., Bird K.J. Revised Cretaceous and Tertiary stratigraphic nomenclature in the Colville Basin, Northern Alaska // USGS Prof. Paper. 2003. V. 1673. 51 p.
6. Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.

**Д.П. Гладкочуб¹, В.Г. Бахмутов², В.Ю. Водовозов³,
В.М. Ващенко⁴**

Андийский комплекс Западной Антарктики: возраст, состав, геодинамическая позиция

В отличие от восточной части континента Антарктика, представляющей собой докембрийский кратон, Западная Антарктика может быть описана как коллаж террейнов (или микроплит), которые лишь в среднем и позднем мезозое были аккретированы в единую общую структуру [1]. Наиболее крупным террейном Западной Антарктики является террейн Антарктического полуострова. Этот террейн, совместно с архипелагами Южно-Шетландских островов и Южно-Оркнейских островов, а также с о-вом Южная Георгия, представляет собой продолжение Южно-Американских Кордильер. Именно террейн Антарктического полуострова играл ключевую роль в процессе становления геологической структуры Западной Антарктики, начиная с момента распада суперконтинента Гондвана, когда произошло обособление Антарктиды от Африки и Индостана, на фоне общей деструкции Гондваны (конец средней юры) [1, 2]. По геологическому строению Антарктический полуостров – один из пяти блоков земной коры, которые входят в состав Западной Антарктики, которая географически отделена от Восточной Антарктики. В отличие от значительной части Западной Антарктики, которая характеризуется четко выраженной фанерозойской историей, Антарктический полуостров вместе с п-овом Терстон, землей Мэри Бэрд и архипелагом Аргентинские острова составляют часть мезозойской тихоокеанской краевой зоны Гондваны [3].

В ходе проведения совместных российско-украинских экспедиционных исследований (сезоны 2004 и 2006 гг.) в пределах северо-западной части Антарктического полуострова и на площади архипелага Аргентинские острова (район антарктической станции «Академик Вернадский») были выполнены детальные геолого-структурные наблюдения, сопровождавшиеся отбором проб для целей петрологических и изотопно-геохронологических исследований пород, относимых к Андийскому интрузивному комплексу. Этот комплекс включает в себя породы, чрезвычайно различающиеся по своему химическому составу. К базитовым

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геофизики им. С.И. Субботина (ИГФ) НАНУ, Киев, Украина

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

⁴ Украинский Антарктический центр, Киев, Украина

разностям, рассматриваемым в составе Андийского комплекса, относятся разнообразные габброиды, слагающие как значительные по масштабам изолированные массивы, так и послойные тела среди тоналитов. Породы среднего состава представлены диоритами и кварцевыми диоритами. Кислые разновидности пород, относимых к Андийскому комплексу, представлены тоналитами, гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и аплитами [4].

Вопрос о возрасте пород Андийского комплекса, развитого на площади Антарктического полуострова, до настоящего времени остается предметом дискуссий. Во многом подобная ситуация обусловлена тем обстоятельством, что в составе комплекса фигурируют разнообразные по своему составу образования от более ранних габброидов до наиболее молодых аплитов. Диапазон K-Ar валовых датировок, имеющихся на сегодняшний день, для пород Андийского комплекса, варьирует от 140 до 52 млн лет [5]. Rb-Sr валовые и K-Ar минеральные (биотит) датировки, полученные британскими исследователями для пород Андийского комплекса при составлении Геологической карты южной части Земли Греам (масштаб 1: 500 000, год издания 1979) [6] отвечают интервалу 57–70 млн лет.

Одной из основных задач проведенных исследований было определение нижнего и верхнего возрастных ограничений пород Андийского интрузивного комплекса. Для решения этой задачи были отобраны пробы габброидов, относимых к наиболее ранним образованиям Андийского комплекса и автометасоматически измененных на позднемагматической стадии гранодиоритов, рассматриваемых в качестве одних из наиболее молодых образований Андийского комплекса. Из габброидов отобранных на мысе Туксен (Антарктический полуостров) были выделены монофракции циркона и плагиоклаза. Датирование единичных зерен циркона на масс-спектрометре SHRIMP-II в Университете Кетина (Западная Австралия) позволило установить, что возраст кристаллизации изученных габброидов составляет $88,1 \pm 1,1$ млн лет. Изучение ^{39}Ar - ^{40}Ar системы плагиоклаза, выделенного из габброидов, показало, что закрытие изотопной системы этого минерала (рубеж $\sim 150^\circ\text{C}$) произошло $70,9 \pm 1,1$ млн лет назад. Таким образом, можно сделать предположение о том, что остыивание массива габброидов мыса Туксен происходило на протяжении 17 млн лет, при этом истинный возраст габброидов может быть интерпретирован как верхнемеловой.

Рассчитанное для габброидов значение Nd модельного возраста $T_{\text{DM}} = 1618$ млн лет свидетельствует о присутствии докембрийского субстрата в литосфере Антарктического полуострова и прилегающего архипелага Аргентинские острова.

Изучение ^{39}Ar - ^{40}Ar системы биотита, выделенного из гранодиорита Андийского комплекса (о-в Барчанс), показало, что закрытие изотопной системы этого минерала (температура около 350°C) произошло 60,9±0,1 млн лет назад. Проанализированный биотит кристаллизовался на позднемагматической стадии, т.е. отвечает финальному термальному событию, запечатленному в изотопной системе проанализированного гранодиорита. Таким образом, новые изотопно-геохронологические данные позволяют очертить возраст образований, относимых к Андийскому комплексу, временным интервалом 88–61 млн лет, охватывающим поздний мел и ранний палеоген.

С точки зрения геодинамической интерпретации полученных результатов можно предположить, что проанализированные образования отражают различные стадии становления активной окраины андийского типа, трассирующуюся от Антарктического полуострова в северном направлении в Южно-Американские Кордильеры. Близость геохимических характеристик и абсолютных возрастов, полученных для пород Андийского комплекса, развитых в Западной Антарктике и Южной Америке, подтверждают принадлежность рассматриваемых образований к единому интрузивному комплексу, сформировавшемуся в общей геодинамической обстановке.

Литература

1. Хайн В.Е. Тектоника океанов и континентов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова. М.: Наука, 1973. 120 с.
3. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
4. Gladkochub D., Bakmutov V., Vodovozov V., Vaschenko V. New achievements in geological-geophysics investigations at the Academic Vernadsky Station area (Western Antarctica): petrology, geochronology and mineral resources // Scientific investigations in Antarctica, Abstracts of III International Conference. Kiev: UAC, 2006. P. 36.
5. Грикуров Г.Э., Крылов А.Я., Силин Ю.И. Абсолютный возраст некоторых пород из района залива Маргарит, Антарктический полуостров // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 6. С. 1399–1401.
6. Geological map of Southern Graham Land (scale 1:500000). British Antarctic Survey. 1979.

Уджинский докембрийский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии

Основными структурами докембрийского фундамента северной части Сибирского кратона являются Анабарский и Оленекский выступы, а также разделяющая эти выступы Уджинская зона. В современной структуре региона эта зона субмеридионального простирания, своим северным окончанием упирающаяся в Северный Ледовитый океан, выступает в качестве поднятия, так как в ее пределах на дневную поверхность выведены докембрийские породы, обрамленные по периферии осадочными образованиями фанерозоя. Однако по своей природе Уджинская структура представляет собой древнюю линейно вытянутую область растяжения (палеорифт или авлакоген), рифейский разрез которой представлен сменяющимися снизу вверх отложениями улахан-курунгской, унгуохтахской, хапчанырской, уджинской и томторской свит [1]. Докембрийский возраст осадочно-вулканогенных отложений Уджинского авлакогена ранее был обоснован единичными K-Ar валовыми датировками прорывающих их базитовых интрузий (от 1300 до 840 млн лет, [2]), а также межрегиональными корреляциями форм, присутствующих в разрезах строматолитов. Традиционно все докембрийские базиты относили к единому (котуйско-оленекскому) комплексу [2]. Анализ ранее опубликованных данных и синтез новых результатов, полученных авторами, выявил неправомерность подобного утверждения. Петрографические и геохимические исследования базитов, ранее относимых к котуйско-оленекскому комплексу рифея, позволили установить, что изученные породы могут быть разнесены в две значительно отличающихся по геологическому положению и геохимическим характеристикам группы. Дайки базитов первой группы прорывают отложения нижней части унгуохтахской свиты и не встречаются в верхних частях разреза этой свиты, как и в разрезах более молодых свит Уджинского палеорифта. Базиты второй группы представлены в виде даек и небольших по размерам массивов среди отложений средней и верхней частей унгуохтахской свиты, а также в поле развития пород уджинской свиты.

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный, Россия

³ Институт геологии и минералогии (ИГиМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Согласно петрохимическим особенностям, породы обеих групп отвечают составам базальтов умеренной и повышенной щелочности. При этом по сравнению с базитами второй группы габбро-диабазы первой группы обладают существенно повышенными содержаниями TiO_2 (всегда более 3 мас.%) и P_2O_5 (до 0,48 мас.%). Концентрации в базитах первой группы Zr , Nb , U , Th , РЗЭ в разы превосходят содержания этих элементов в породах, отнесенных ко второй группе. На основе геохимических критериев [3, 4], породы обеих групп габбро-диабазов Уджинского авлакогена могут быть отнесены к базальтоидам внутриконтинентальных рифтовых зон. Заключение о рифтогенной природе изученных габбро-диабазов находится в полном соответствии с характером вмещающих базиты вулканогенно-осадочных разрезов Уджинского палеорифта. Согласно теории развития рифтогенного магматизма (обзор в: [5]), базальтоиды первой группы могут представлять собой «обогащенные» разности начальных этапов развития внутриконтинентальных рифтовых систем, в то время как габбро-диабазы второй группы могут быть отнесены к продуктам «продвинутого» магматизма более поздних стадий эволюции этих структур растяжения. Высказанное предположение хорошо соотносится с геологическими наблюдениями, указывающими на относительно более древний возраст пород первой группы по сравнению с базитами второй группы. При этом возраст базитов первой группы предположительно может быть сопоставим с близкими им по геохимическим характеристикам габбро-диабазами, слагающими многочисленные интрузии на западе Оленекского поднятия, возраст которых методом датирования бадделеитов (SHRIMP-II, Университет Западной Австралии) определен как 1473 ± 24 млн лет [6]. Вероятно, базитовые интрузии Уджинского авлакогена, обладающие подобным геологическим положением и «обогащенными» геохимическими характеристиками, могут быть выведены из состава котуйско-оленекского комплекса и рассматриваться, совместно с интрузиями Оленекского поднятия, в качестве самостоятельного интрузивного комплекса раннерифейского возраста. Обилие вулканических и вулканогенно-осадочных пород, участвующих в разрезах унгуохтахской, хапчанырской и уджинской свит, в совокупности с геохимическими характеристиками интрудирующих эти толщи габбро-диабазов, позволяет рассматривать фрагмент стратиграфической последовательности, зажатый между улахан-курунгской (дорифтовой) и томторской (пострифтовой) свитами в качестве разреза типичной внутриконтинентальной рифтогенной структуры.

Изотопное датирование плагиоклаза из габбро-диабаза (обр. 06128) отнесенного ко второй группе рифейских базитов Уджинского авлакогена, было выполнено $^{40}Ag/^{39}Ag$ методом. Для изученной породы было

получено значение возраста 1074 ± 11 млн лет [7], которое мы склонны рассматривать как возраст магматического события. Использование полученной датировки позволяет обосновать по меньшей мере мезопротерозойский возраст осадочных и вулканогенно-осадочных разрезов унгурохтахской, хапчанырской и уджинской свит Уджинского палеорифта, прорываемых изученными дайками. Несогласное налегание терригенных отложений томторской свиты венда на мезопротерозойские габбро-диабазы и прорываемые ими толщи свидетельствует о наличии в разрезе позднего докембрия Уджинского авлакогена перерыва в осадконакоплении, продолжительность которого составляет не менее 400 млн лет (период между временем внедрения интрузии и верхней границей венда). Еще один перерыв в осадконакоплении обнаружен в пределах рифтогенной части разреза Уджинской структуры. Этот перерыв наглядно проявлен в бассейне р. Уджа (ниже устья руч. Хапчаныр), где отмечено несогласное налегание красноцветных алевропесчаников уджинской свиты на строматолитовые доломиты хапчанырской свиты [8].

Новые геохронологические данные, полученные по габбро-диабазам, свидетельствуют о мезопротерозойском возрасте микрофоссилий, обнаруженных в породах улахан-курунгской, хапчанырской и уджинской свит. Следует отметить, что большинство из обнаруженных форм микрофоссилий до настоящего времени были обнаружены лишь в позднерифейских отложениях [8].

Синтез результатов, полученных авторами при изучении Уджинского авлакогена, может быть представлен в виде следующих выводов.

1. Установлено, что возраст габбро-диабазов котуйско-оленекского комплекса составляет 1074 ± 11 млн лет. Геохимические особенности изученных габбро-диабазов позволяют рассматривать эти базиты в качестве продуктов магматизма, характерных для «продвинутых» стадий внутренниконтинентального рифтогенеза. Возможно, Уджинский палеорифт представляет собой слепую ветвь трехлучевой рифтовой системы, развитие которой имело место в риффе на стадии рифтогенного отделения Северо-Китайского кратона от северной части Сибири [9]. По времени проявления это событие совпадает с началом рифтогенеза и заложением пассивной окраины вдоль восточной окраины Сибири (Учуро-Майский район) [10, 11]. В совокупности два этих рифтогенных события могут фиксировать начальные стадии распада суперконтинента Родиния.

2. Датировка, полученная по габбро-диабазам, свидетельствует о мезопротерозойском (как минимум) возрасте отложений унгурохтахской, хапчанырской и уджинской свит, прорываемых дайками котуйско-оленекского комплекса.

3. В разрезе позднего докембрая Уджинского авлакогена выявлено два стратиграфических перерыва. Первый, охватывающий по меньшей мере 400 млн лет, разделяет мезопротерозойские отложения рифтогенного этапа и породы томторской свиты венда. Второй перерыв отмечен в пределах рифтогенной части разреза (зона контакта пород уджинской и хапчанырской свит) и маркируется реликтами переотложенной коры выветривания.

4. На основании возраста базитов, прорывающих рифейские разрезы Уджинского авлакогена, сделан вывод о том, что микрофоссилии, обнаруженные в породах улахан-курунгской, хапчанырской и уджинской свит, существовали на Земле, по меньшей мере, начиная с мезопротерозоя.

Исследования выполнены при поддержке РFFI (проекты №№ 07-05-00339; 08-05-00245), Грантов Президента РФ МД-242.2007.5 и НШ 3082.2008.5, Интеграционной программы ОНЗ СО РАН (10.1), НОЦ «Байкал» (РНП.2.2.1.1.7334).

Литература

1. Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T. et al. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29, № 3. P. 169–174.
2. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.
3. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.
4. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
5. Coleman R.G., McGuire A.V. Magma systems related to the Red Sea opening // Tectonophysics. 1988. V. 150. P. 77–100.
6. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P. et al. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Res. 2009 (in press).
7. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В. и др. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Доклады РАН. 2009 (в печати)
8. Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др. Микрофоссилии докембраия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
9. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 179–210.
10. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
11. Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al Proterozoic Siberia: a giant promontory of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 66–76.

Тектоническая структура Восточно-Антарктического кратона по магнитным данным

Карта аномального магнитного поля (АМП) Антарктики, составленная в рамках международного проекта ADMAP, наглядно демонстрирует различия в морфологии магнитного поля Южного океана и континента, позволяет устанавливать границы террейнов различного возраста, включая архейско-протерозойские кратоны, протерозойско-палеозойские мобильные пояса, палеозойско-кайнозойские магматические дуговые системы и другие важные особенности геологического строения Антарктики [1, 2]. Информация о распределении магнитных аномалий способствует установлению местоположения внутри- и периконтинентальных рифтов, областей развития интрузивных комплексов и вулканических образований различного генезиса и возраста.

В соответствии с магнитометрической информацией Восточно-Антарктический кратон характеризуется наличием протяженных морфоструктур, прослеженных на многие сотни километров, и локально-изолированных областей однородного магнитного поля. Последние преимущественно отвечают регионам, где развиты высокометаморфизованные и интрузивные комплексы архейского возраста: на Земле Эндерби (Ней-пир), в районе оазиса Вестфольль и в горах Содружества (Рукер), в западной части Земли Королевы Мод. Существование аналогичных образований предполагается для восточного борта ледника Ламберта, района Оазиса Бангера, внутриконтинентального региона Западной равнины и ряда других регионов Восточной Антарктиды. Участки однородного магнитного поля, занимающие промежуточное положение между фрагментами древних архейских ядер, ассоциируются главным образом с протерозойскими подвижными поясами. Различия амплитудно-частотных характеристик магнитного поля и его морфологии в данных структурных областях объясняются как литологическими неоднородностями докембрийских комплексов, так и последующими эволюционными процессами.

Локально-изолированные области однородного магнитного поля в западной части Земли Королевы Мод (провинция Грунхогна), на Земле Котса, в южной части гор Принс-Чарльз (провинция Рукер), горах Гамбурцева, в районе Низменной Равнины и на Земле Принцессы Елизаветы, обладают схожими магнитными характеристиками, но в них отме-

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

чаются и определенные отличия. Так, например, в западной части Земли Королевы Мод изолированный участок развития линейных короткопериодных и низкоамплитудных (50–150 нТл) аномалий отвечает слабо-деформированному платформенному чехлу протерозойского возраста, сформированному предположительно в рифтогенной обстановке на восточной окраине кратона Грунхогна [3].

Сходство перечисленных выше областей заключается в наличии в их пределах обширных районов развития отрицательного поля низкой интенсивности (100–300 нТл), осложненного короткопериодными положительными аномалиями различных форм и размеров в плане и интенсивности. Характер распределения магнитных аномалий на Земле Котса несколько иной – здесь количество разноориентированных положительных аномалий возрастает, а их интенсивность варьирует в широких пределах от 50 до 700 нТл. Отличительной особенностью магнитной области южной части гор Принс-Чарльз и сопредельных территорий является присутствие в центральной ее части линейной магнитной аномалии (~2000 нТл), источником которой служат породы джеспилитовой формации.

Магнитная область Земли Котса характеризуется мозаичным рисунком распределения аномалий различной интенсивности и самой разнообразной формы и размеров в плане, что, по-видимому, связано в основном с пестротой петрографического состава пород фундамента, и общим отрицательным фоном. Природа аномалий магнитной области Земли Котса неопределенна, так как существующая геологическая информация не способствует однозначной трактовке магнитных данных [3]. В равной мере они могут быть как ассоциированы с докембрийскими образованиями, так и отражать продукты магматической активности последующих геологических эпох. По одной из гипотез, данная область представляет собой продолжение гренвильского фронта Северной Америки [4]. Однако морфология АМП скорее свидетельствует об изометричном и/или хаотичном плане структурных элементов, чем о наличии линейных структур, что служит основным критерием при выделении мобильных поясов различного ранга. По этой причине блок Земли Котса можно отнести к стабильным структурам или ядрам первичной консолидации земной коры [3], тем более, что геологические, в том числе и геохронологические, данные для северной части хребта Шеклтона [5] не противоречат данному предположению.

Локально изолированные магнитные области, выявленные на Земле Эндерби и Земле Принцессы Елизаветы, характеризуются присутствием интенсивных аномалий (свыше 1000 нТл), зарегистрированных как вдоль их периферии, так и во внутренней их части. Первое характерно для Земли Эндерби, где наиболее интенсивные аномалии сосредоточены в крае-

вой части магнитной области, отвечающей древнейшим образованиям континента (Комплекс Нейпир), ее же центр характеризуется средними фоновыми значениями порядка 100÷200 нТл и изометричной региональной структурой, осложненной целым рядом экстремумов различной интенсивности, расположенных в основном во внешней части зоны.

Магнитная область побережья Земли Принцессы Елизаветы и акватории моря Содружества ассоциируется с архейскими образованиями оазиса Вестфольль и островов Реуэр, практически не содержит отрицательных аномалий, которые сосредоточены по периферии области, тогда как аномалии в центральной части контрастны, резко дифференцированы и обладают высокой интенсивностью. Здесь зафиксирована одна из наиболее интенсивных аномалий, зарегистрированных в пределах Восточно-Антарктического кратона, ее амплитуда составляет 6200 нТл и, по всей вероятности, она обусловлена джеспилитами.

Магнитные области с ярко выраженным линейными характеристиками (магнитные пояса) подразделяются на два основных класса: 1) области, в которых положительные и отрицательные аномалии средней интенсивности и преимущественно линейных очертаний распределены равномерным образом; 2) области с преобладающим отрицательным фоном, а количество положительных аномалий, их размеры, форма и интенсивность варьирует вдоль простирания пояса, что определяется литологией пород конкретного региона и глубиной до магнитоактивных источников.

Магнитные пояса первого класса выделены в западной части Земли Королевы Мод и центральном секторе Восточной Антарктиды. Магнитный пояс Земли Королевы Мод характеризуется аномалиями средней интенсивности (-200÷300–500 нТл), его ширина около 350 км, а протяженность превышает 700 км. Наиболее контрастно проявленная и протяженная магнитная аномалия Керуанвегген–Свердрупфьелла состоит из трех сегментов, имеет кулисообразное строение, служит границей между двумя магнитными областями, а, следовательно, и между двумя докембрийскими геологическими провинциями, отвечаая породам поликлинического мобильного пояса протерозойского возраста (провинция Модхейм [3]). Магматическая активность в границах мобильного пояса Модхейм в период мезозойской фазы растяжения, предшествующий началу распада Гондваны, имела явно унаследованный характер. Доказательством этому могут служить щелочные интрузии центрального типа Гбурек и Твуря, расположенные в западном борту рифта Ютульстрэймен, интрузии базальтов – в горах Керуанвегген и габбро – в юго-западной оконечности гор Крауль. Во всех приведенных выше примерах разнообразные по вещественному составу интрузивные образования ха-

рактеризуются повышенными значениями аномального магнитного поля (до 1800 нТл).

Морфологические особенности магнитного пояса центрального сектора Восточной Антарктиды наиболее досконально изучены в районе гор Принс-Чарльз, где материалы детальных съемок позволили не только соотнести выделенные морфоструктурные подразделения АМП с известными геологическими комплексами протерозойского возраста, но и определить область их развития в сопредельных регионах, скрытых ледовым панцирем от прямых геологических наблюдений [6]. Внутриконтинентальные и прибрежные регионы пояса выделены по материалам мелкомасштабных и рекогносцировочных исследований, положение его границ в данном случае устанавливается не столь однозначно. В морфологическом отношении пояс характеризуется простым и одновременно сложным строением АМП. Здесь присутствуют сложно построенные полосовые аномальные зоны средней протяженности (до 50–100 км), сформированные как линейными и вытянутыми, так и изометричными, а также неправильной формы аномалиями. Участки положительного поля средней и высокой интенсивности аномалий (до 1000 нТл) чередуются с областями развития отрицательных низкоамплитудных аномалий, в свою очередь осложненных локальными положительными аномалиями более высоких порядков.

Литература

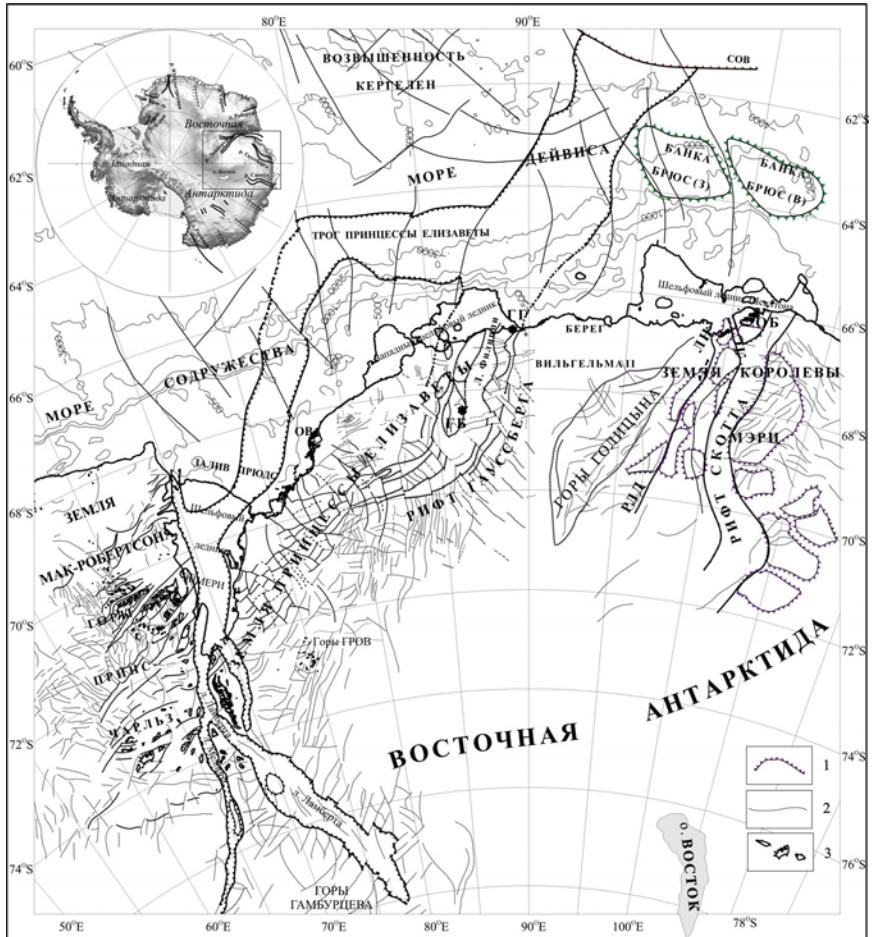
1. Golynsky A., Chiappini M. Damaske D. et al. ADMAP – Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1: 10 000 000 scale map / P. Morris, R.R.B. von Frese (Eds.). 2001. BAS (Misc) 10. Cambridge: British Antarctic Survey.
2. Golynsky A., Blankenship D., Chiappini M. et al. New magnetic anomaly map of East Antarctica and surrounding regions // Proceedings of the 10th ISAES / A.K. Cooper, C.R. Raymond et al. (Eds.). 2008. USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 050, 4 p; doi:10.3133/of2007.srp050.
3. Golynsky A.V., Grikurov G.E., Kamenev E.N. Geologic Significance of Regional Magnetic Anomalies in Coats Land and Western Dronning Maud Land // Polarforshung. 2000. V. 67. P. 91–99.
4. Storey B.C., Pankhurst R.J., Johnson A.C. The Grenville Province within Antarctica: a test of the SWEAT hypothesis // J. Geol. Soc. London. 1994. V. 151. P. 1–4.
5. Pankhurst R.J., Marsh P.D., Clarkson P.D. A geochronological investigation of the Shackleton Range // Antarctic Earth Sciences / R.L. Oliver, P.R. James, J.B. Jago (Eds.). Canberra: Australian Academy of Science, 1983. P. 176–182.
6. Golynsky A.V., Masolov V.N., Volnukhin V.S., Golynsky D.A. Crustal provinces of the Prince Charles Mountains region and surrounding areas in a light of aeromagnetic data // Antarctica – Contributions to Global Earth Sciences / D.K. Fütterer, D.Damaske, G.Kleinschmidt, H.Miller, F.Tessensohn (Eds). New York: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2006. P. 83–94.

Рифт Гауссберг и рифт Скотта – новые тектонические структуры Восточной Антарктиды

Одной из главных задач современных исследований Антарктики является изучение тектонического строения подледных территорий. Наряду с традиционными геофизическими методами, которые используется для решения этой проблемы, в последнее время предпринимаются попытки использования данных спутниковой системы RADARSAT. Так, например, совместный анализ данных RADARSAT и радиолокационной информации позволил установить местоположение ранее неизвестного континентального рифта, получившего название Гауссберг, терриориально расположенного в восточной части Земли Принцессы Елизаветы (рисунок). Ширина рифта колеблется от 60 км в юго-западной части до 150 км в центральной, перепад высот между зонами депрессий и поднятиями достигает 3 км. Сложность морфологии рифта заключается в наличии двух субпараллельных депрессий и разделяющего их горстообразного поднятия, фрагментарно прослеживающихся на всем его протяжении. Северное ограничение главной депрессии сформировано контрастной системой протяженных горстообразных поднятий, которые наиболее выразительно проявлены по мере продвижения к побережью. На одном из них расположена гора Браун, вершина которой находится на высоте 1982 м, их ширина составляет около 50 км. Центральная депрессия рифта охарактеризована в непосредственной близости от Западного шельфового ледника, где отметки рельефа достигают 800 м ниже уровня моря, ее ширина в районе горы Браун и плейстоценового вулкана горы Гауссберг составляет ~70–75 км, по мере движения на запад она заметно суживается и не превышает 10–12 км.

Протяженность рифта Гауссберг только в континентальной части Земли Принцессы Елизаветы порядка 500 км, а с учетом возможного продолжения в западном направлении в виде системы фрагментарных разломов, она может превысить 700 км. Рифт Гауссберг предположительно является одним из элементов рифтовой системы Ламберта. По морфологическим характеристикам он сопоставим с центральным фрагментом хорошо изученной рифтовой системы Ламберта и характеризуется асимметричным строением, в обоих случаях их западный борт занимает более высокий гипсометрический уровень по отношению к восточному.

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



Структурная схема рифтовой системы Ламберта и рифта (?) Скотта по данным геофизических исследований и информации RADARSAT.

На врезке показана площадь исследований и местоположение известных и предполагаемых рифтогенных структур в пределах Восточной Антарктиды. 1 – разломы, ограничивающие горсты и грабены; 2 – линеаменты; 3 – выходы коренных пород. Тектонические нарушения на континенте выделены по материалам RADARSAT и данным радиолокационных съемок; на акватории Индийского океана – по альtimетрическим данным. Местоположение рифтовой системы залива Прюдс и моря Дейвица базируется на сейсмических материалах. ГБ – гора Браун; ГГ – гора Гауссберг; ЛН – ледник Нортклиффа; ЛС – ледник Скотта; ОБ – оазис Бангера; ОВ – оазис Вестфольль; РЛД – разлом ледника Денмана

Представляется, что в своем развитии рифт Гауссберг унаследовал область тектонической нестабильности протерозойского полициклического подвижного пояса и заложился вдоль его границы с архейским кратонным блоком Вестфольль-Реуэр. Это произошло предположительно на рубеже юры и мела, а, скорее всего, несколько раньше, как и в случае рифта Ламберта, где пермское грабенообразование и формирование молассоидных угленосных толщ предопределило последующее заложение рифтовой зоны субмеридиональной ориентации. В аналогичной обстановке сформировался и рифт Ютульстреумен-Пенка (западная часть Земли Королевы Мод), который в своем развитии использовал анизотропию докембрийского фундамента между двумя террейнами – архейским кратоном Грунхегнга и протерозойским подвижным поясом Модхейм.

Другая рифтовая система обнаруживается по спутниковым данным в районе ледников Денмана и Скотта. Предварительный анализ данных RADARSAT позволяет выделить здесь ряд протяженных горстообразных поднятий, скрытых ледовой толщей, и область центральной депрессии коренного ложа, выделяемой на внутренеконтинентальном продолжении ледника Скотта. Ледник Денмана отвечает протяженному (>400 км) глубинному разлому СВ-ЮЗ простирания. Не исключено, что и грабен озера Восток, вероятнее всего, представляет собой продолжение рифтовой структуры ледника Скотта.

С момента установления рифтовой природы грабенов ледника Ламберта-Эймери предпринимались многочисленные попытки нахождения аналогичных структур на территории индостанского микроконтинента, примыкавшего к Антарктиде в соответствии с реконструкцией Гондваны. В соответствии с предположением Л.В. Федорова с соавторами [1], рифт Маханади имеет наилучшее соответствие с рифтом Ламберта, так как в обоих случаях пермо-триасовые комплексы двух удаленных регионов довольно отчетливо коррелируют между собой.

Однако по современным представлениям зарубежных ученых петрологические характеристики углей рифта Годавари наиболее оптимально соотносятся с пермо-триасовыми углами района озера Бивер [2]. Авторы предложенной модели считают, что рифт Маханади и пояс угленосных бассейнов в холмах Раджмахал, находящийся на удалении порядка 650 км от вышеуказанного рифта, не имеют аналогов на Антарктическом континенте. Тем не менее, наш анализ существующей информации позволяет утверждать, что аналоги существуют и представлены рифтами Гауссберг и Скотта.

Крупнейшая в Антарктике рифтовая система ледников Ламберта-Эймери и залива Прюдс возникла в результате мезозойской фазы растяжения и, безусловно, унаследовала структуры палеозойских грабенов. Это

подтверждается данными глубоководного океанического бурения в заливе Прюдс, в результате которого были вскрыты отложения триаса и главные несогласия в напластовании осадочных пород, что позволило высказать предположение о существовании начальных этапов рифтогенеза уже в пермское время. Мощность осадочных отложений рифта Ламберта – залива Прюдс достигает 5–8 км. Суммарная протяженность рифтовой системы Ламберта превышает, по нашим оценкам, 2700 км, что ставит ее в один ряд с крупнейшими рифтовыми поясами мира, такими как Африкано-Аравийский (6000 км), Рейнско-Ливийский (3500 км) и Байкальский (2500 км). Игнорирование периконтинентальных фрагментов трога Принцессы Елизаветы и моря Моусона, не имеющих на данный момент времени достаточно веских аргументов в пользу их континентального происхождения, снижает протяженность рифтового пояса Ламберта до величин порядка 1700 км.

В соответствии с представлениями соавторов статьи [2], пермский грабен Ламберта соответствует одной из зон дробления или аккомодации (расположенных на удалении около 650 км друг от друга), представляющей собой ослабленную зону раскрывающегося каменноугольно-пермского внутренеконтинентального рифта, который протягивается на более чем 4000 км между западноавстралийской и восточноиндийской окраинами. Такое соответствие предполагает, что: 1) антарктическая окраина объединяет три сегмента каменноугольно-пермского внутренеконтинентального рифта между грабеном Ламберта и абиссальной равниной Перт; 2) существование двух промежуточных зон аккомодации скрыто антарктическим ледовым покровом. Первоначально оба утверждения имели гипотетический характер, однако наши результаты свидетельствуют о реальном существовании предполагаемых структур на антарктическом континенте. Более того, нами установлено, что ряд известных и/или предполагаемых тектонических и/или рифтогенных тектонических структур континентального масштаба Восточной Антарктиды равнодалены друг от друга на расстояние порядка 650 км, что согласуется с представлениями упомянутых авторов статьи [2]. Кроме вышеупомянутых рифтов Ламберта, Гауссберг и Скотта, к ним относятся: район развития пермских отложений в горах Терон и горах Крауль, юрский рифт ледников Ютульстремен-Пенка, территория между горами Русскими и Сер-Роннане, грабен ледника Сирасе, разломные структуры ледника Роберта, район 132° в.д. и 145° в.д., рифт Адвентче и грабен ледника Ренника. Таким образом, эта в высшей степени интересная или интригующая закономерность в размещении рифтогенных и/или крупных тектонических структур требует дополнительного изучения в целях выяснения возможных причин появления наблюдаемой картины мегатре-

щиноватости земной коры шестого континента. Все обозначенные выше места представляют несомненный научный и практический интерес и могут рассматриваться в качестве первоочередных объектов для проведения комплексных геолого-геофизических исследований.

Литература

1. Fedorov L.V., Ravich M.G., Hofmann J. Geologic Comparison of Southeastern Peninsular India and Lanka with a Part of East Antarctica (Enderby Land, MacRobertson Land, and Princess Elizabeth Land) // Antarctic Geoscience / Ed. by C.Craddock. Madison: The University of Wisconsin Press, 1982. P. 73–78.
2. Harrowfield M., Holdgate G.R., Wilson C.J.L. Tectonic significance of the Lambert graben, East Antarctica: Reconstructing the Gondwanan rift // Geology. 2005. V. 33. № 3. P. 197–200.

Н.А. Гонжуров¹, А.А. Лайба¹

Гренвильские и панафриканские тектонотермальные события в центральной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида

Массив Мередит расположен в центральной части гор Принс-Чарльз (координаты центра массива – 71°11'S, 67°43'E), он представляет собой гористый блок вытянутой треугольной формы размером около 8×25 км, ориентированный вершиной на юго-запад, а основанием – на северо-восток. В геолого-структурном плане массив Мередит является частью средне-позднепротерозойского мобильного пояса, известного также как Циркумполярный, или Вегенер-Моусонский пояс.

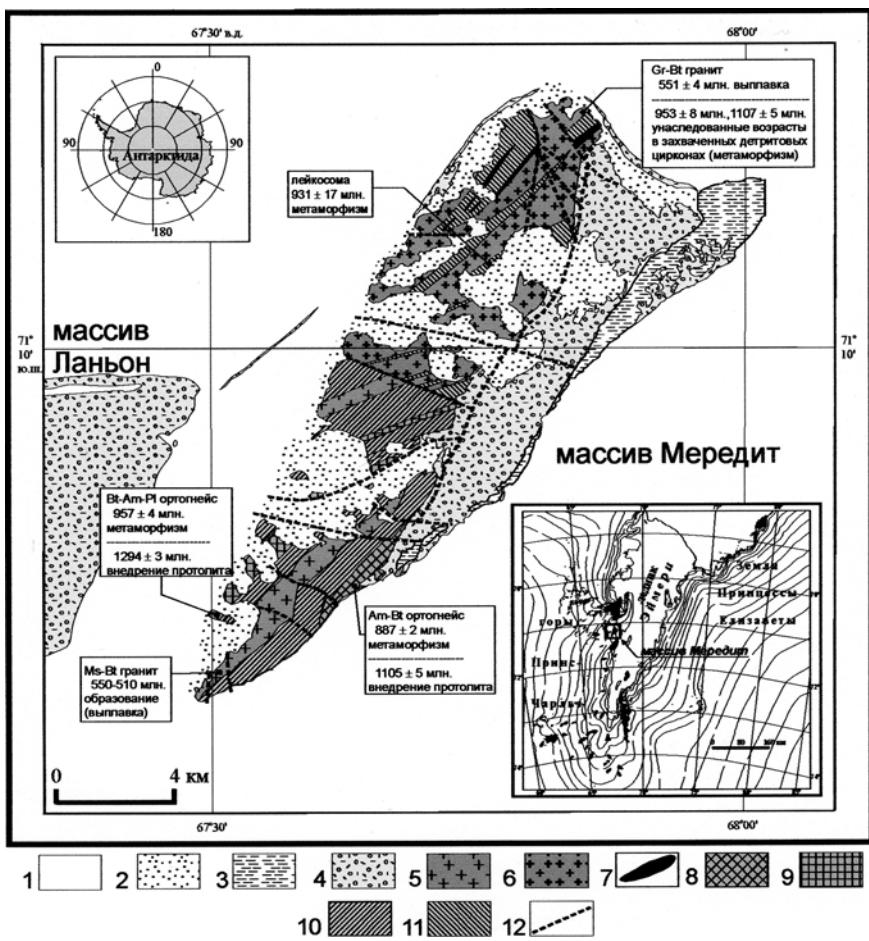
Массив Мередит сложен толщами докембрийских метаморфических пород, которые имеют в целом северо-восточное простиранье и северо-западное падение под углами 25–70°. По результатам исследований 49- и 51-й РАЭ, метаморфические породы южной части массива выделены в толщу Мередит, отнесенную состав среднепротерозойского Фишерского комплекса, а метаморфические породы северной части отнесены к серии Астрономов позднепротерозойского Биверского комплекса (рисунок). Толща Мередит включает биотит-плагиоклазовые парагнейсы, реже

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

биотитовые парагнейсы, кварциты, мраморы и кальцифиры, а также ортогнейсы: биотит-амфибол-плагиоклазового (метадиориты) и биотит-амфиболового (метагранитоиды) составов. Серия Астрономов на массиве Мередит представлена биотит-гранатовыми парагнейсами и кварцитами, часто с силлиманитом и кордиеритом. В строении обоих метаморфических толщ принимают участие пластовые тела амфиболизированных метабазитов. В метаморфические пачки субсогласно внедрены пластовые тела и жилы метаморфизованных гранитоидов предположительно панафриканского возраста [1].

По структурным, петрографическим и изотопным данным на массиве Мередит предварительно выделено три этапа пликативных деформаций и три этапа метаморфических преобразований. Этап D_1 связан с начальной стадией регионального метаморфизма, когда в гнейсовой толще в обстановке простого сдвига были образованы внутрипластовые складки послойного течения F_1 и сланцеватости осевых плоскостей складок – S_1 . Шарниры и осевые поверхности складок падают на северо-запад под небольшими углами. На этапе D_2 породы были деформированы складчатостью F_2 разных масштабов: мелкие складки размером 0,2–2 м и более крупные – высотой до 50–100 м и шириной 25–50 м, сминающие гнейсовые пачки. Осевые поверхности складок падают на северо-запад под углами 45–55°; а замеренные шарниры – на юго-запад и северо-восток. Этапы D_1 и D_2 связываются с первым этапом метаморфизма M_1 , который, судя по обнаруженным реликтам ортопироксенов, проходил в условиях гранулитовой фации. Для северной части гор Принс-Чарльз подобные ориентировки складчатых структур сопоставляются с гренвильским метаморфическим событием [2], поэтому этапы D_1 и D_2 также связываются с этим событием. Этап D_3 связан с образованием небольших shear-зон (вязких разломов), которые отмечены в метабазитах и в гнейсах различного состава. Смещения по зонам имеют характер как сбросов, так и взбросов, амплитуда смещения не превышает 10 см. С этапом D_3 связан этап M_2 , который по минеральным парагенезисам соответствует условиям высокотемпературных амфиболовых фаций. Минеральные парагенезисы регressiveного метаморфизма этапа M_3 условий зеленосланцевой фации зафиксированы во всех метаморфических породах и в гранитах. Он связывается с хрупкими деформациями, разделившими массив на отдельные тектонические блоки.

Инtrузивные граниты по вещественному составу и пространственному положению разделены на две подгруппы: а) двуслюдянные и биотитовые граниты (Розовые граниты); б) гранат-биотитовые граниты и лейкограниты (Белые граниты).



Геологическая схема массива Мередит

Розовые граниты локализованы в южной части массива. Они слагают крупное субсогласное тело мощностью около 600 м и протяженностью не менее 10 км. Текстуры пород обычно массивные, но на отдельных участках – сланцеватые. Близ главного тела развиты многочисленные согласные и субсогласные гранитные жилы мощностью до 25 м, которые нередко заполняют во вмещающих гнейсах ядра небольших складок, а в некоторых случаях отчетливо разрывают сплошность пород с образованием ксенолитов.

Белые граниты развиты в центральной и северной частях массива. Они образуют крупные согласные пластовые тела северо-восточного простириания, разделяющие гнейсовые пачки. Гранитный материал содержит частично контаминированные пласты различных гнейсов, кварцитов и метабазитов. Белые граниты имеют, по крайней мере, две генерации. Граниты 1-й генерации субсогласно инъецируют гнейсы, образуя гранито-гнейсовые пачки переслаивания, и при этом граниты приобретают заметную метаморфическую сланцеватость. В свою очередь граниты 1-й генерации секутся пластовыми телами гранитов 2-й генерации. Последние представляют собой массивные и более мелкокристаллические разности, только изредка приобретающие слабую метаморфическую сланцеватость.

В целом по геологическому положению всех гранитных типов можно предположить, что они были внедрены в полужесткую раму вмещающих пород и испытали подвижки, которые привели к образованию сланцеватых текстур и пластическим деформациям. Розовые граниты имеют примерно равные содержания плагиоклаза и микроклина, содержат биотит, мусковит и единичный гранат (всего 1–2%); из акцессориев характерны монацит, циркон, магнетит, ильменит, иногда апатит. В Белых гранитах микроклин преобладает над плагиоклазом, они содержат биотит и гранат (всего 2–10%), а из акцессориев присутствуют лишь циркон и реже апатит. Однако по химическому составу граниты практически однотипны: они характеризуются калиевым типом щелочности и пересыщены глиниземом, что позволяет отнести их к гранитам S-типа.

Породы массива Мередит были проанализированы U-Pb микропробным методом по цирконам (SHRIMP-II) во ВСЕГЕИ [1]. Для двух образцов ортогнейсов получены конкордатные возрастные рубежи 1294 ± 3 , 1105 ± 5 , 957 ± 4 и 887 ± 2 млн лет. Наиболее древние датировки, по-видимому, отражают время кристаллизации ортогнейсовых протолитов, а наиболее поздние датируют фазы гренвильского метаморфизма. По цирконам из Розовых гранитов получены возрастные рубежи в пределах 550–510 млн лет, а по цирконам из белых Белых гранитов – единичные конкордатные рубежи 1107 ± 5 , 953 ± 8 и 551 ± 4 млн лет. Поскольку наиболее молодые панафриканские датировки установлены только в цирконах из гранитных образцов, логично предположить, что и сами граниты были образованы в этот период (510–551 млн лет), а цирконы с более древними изотопными составами были захвачены гранитами из вмещающих пород.

Таким образом, можно говорить о распространении панафриканского (раннепалеозойского) тектонотермального события на центральную часть гор Принс-Чарльз, гранитные продукты которого обнаружены там

впервые. Наличие в гранитах метаморфической полосчатости, элементов поздней складчатости и присутствие соответствующих минеральных парагенезисов указывают, что граниты претерпели деформации этапа D₃, поздний амфиболитовый и завершающий зеленосланцевый метаморфизм.

Литература

1. Лайба А.А., Гонжурев 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. Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning C.M. (2001), Early Palaeozoic tectonism within the East Antarctic Craton: The final suture between east and west Gondwana? // Geology. V. 29. P. 463–466.

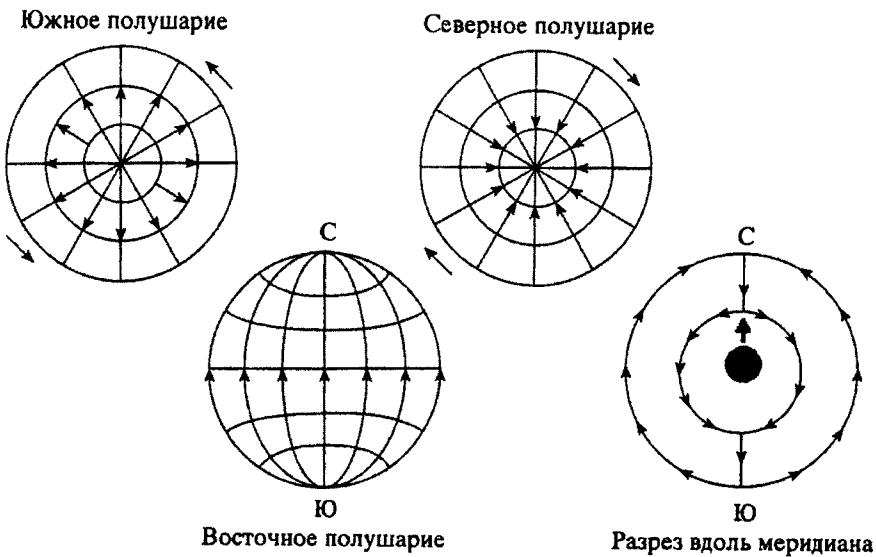
М.А. Гончаров¹

Подъем с всесторонним горизонтальным растяжением Антарктики и опускание с всесторонним горизонтальным сжатием Арктики как следствие северной компоненты дрейфа континентов

Факты и реконструкции, свидетельствующие о наличии северной компоненты дрейфа континентов в фанерозое. Термин «компоненты дрейфа» употребляется здесь потому, что наряду с северной компонентой имеет место также западная компонента дрейфа континентов (роли которой мы коснемся в заключительном разделе), а также та компонента их дрейфа, которая ответственна за созидание и распад суперконтинентов.

В венде большая часть континентальных масс располагалась в Южном полушарии [11, и др.]. Геодинамические реконструкции положения континентов однозначно выявляют северную компоненту дрейфа континентов на протяжении всего фанерозоя [например, 15], в результате чего большая часть континентальных масс оказалась ныне в Северном полушарии. По данным неотектоники и космической геодезии, этот процесс продолжается в новейшую и современную эпохи [12].

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



Оссимметричная одноячейковая конвекция в мантии

Северная компонента дрейфа характерна не только для континентального Индо-Атлантического сегмента Земли, но и для ее Тихоокеанского сегмента. Тихоокеанская плита также демонстрирует северную (наряду с западной) компоненту вектора своего движения [14, рис. 3.1], в том числе в новейшую и современную эпохи [12, рис. 1].

Северная компонента движения континентов и океанических плит должна быть характерна и для течения связанной с ними подконтинентальной мантии [6, 8].

Простейшая математическая модель северной компоненты течения мантии и дрейфа континентов. Компенсационная организация тектонического течения [5] в рассматриваемом случае заключается в следующем (рисунок). В тылу меридионального тектонического потока (под Южным полюсом) неизбежен компенсирующий восходящий поток, а на фронте (под Северным полюсом) – компенсирующий нисходящий поток. Другими словами, в мантии и во внешнем ядре Земли происходит конвекция. Одна из ее возможных причин – смещение к Северному полюсу внутреннего ядра Земли [2], которое приводит к оссимметричной одноячейковой конвекции в мантии так, как показано на рисунке. Простейшая математическая модель поля скоростей поверхностного горизонтального потока такова:

$$v_\phi = A \cos \phi , \quad (1)$$

где ϕ – широта, принятая для расчетов отрицательной в Южном полушарии и положительной в Северном полушарии, а A – константа, определяющая характерную скорость конвекции и не играющая роли в дальнейших рассуждениях. На основе (1) нетрудно определить скорость деформации в меридиональном ($\dot{\epsilon}_\phi$) и широтном ($\dot{\epsilon}_\lambda$) направлениях, возникающей в неравномерном по скорости v_ϕ (зависящей от широты ϕ) и расходящемся (в Южном полушарии) или сходящемся (в Северном полушарии) вдоль меридианов поверхностном потоке:

$$\dot{\epsilon}_\phi = \frac{dv_\phi}{dl_\phi} = - \frac{A}{R} \sin \phi; \quad (2)$$

$$\dot{\epsilon}_\lambda = \frac{dl_\lambda}{l_\lambda dt} = - \frac{A}{R} \sin \phi \quad . \quad (3)$$

Здесь l – длина дуги меридиана (l_ϕ) или параллели (l_λ), R – радиус Земли, а t – время. Принимая, как обычно, величину удлинения положительной, а величину укорочения – отрицательной, можно с учетом знаков заключить, что в Южном полушарии как меридианы, так и параллели удлиняются, а в Северном полушарии они укорачиваются, причем, что особенно примечательно, – с одинаковой скоростью.

Сопоставление следствий из модели с фактическим материалом и независимыми концепциями.

– Восходящий поток под Южным полюсом, имеющий своим источником нижнюю мантию и даже ядро, является причиной нарушения изостатического равновесия литосфера Антарктиды [9].

– Этот восходящий поток обусловил аномально высокое (3 км) стояние Антарктического материка.

– Расхождение ветвей восходящего потока под Антарктидой привело к ее горизонтальному растяжению (детали см. ниже).

– Нисходящий поток под Северным полюсом обусловил понижение кровли литосферы под Арктическим океаном в виде аномально широкого шельфа (глубоководная же часть океана – это следствие спрединга).

– Схождение ветвей нисходящего потока под Арктикой вызвало установку горизонтального сжатия и как следствие – весьма малую скорость спрединга в срединно-океаническом хребте Гаккеля.

– Примерно одинаковая ширина восходящего потока под Южным полюсом и нисходящего потока под Северным полюсом обусловила примерное равенство площадей антипodalно расположенных Антарктиды и Арктического океана.

– В Южном полушарии меридианы и параллели удлиняются, а в Северном – укорачиваются. Такое изменение длин меридианов и параллелей зафиксировано по данным GPS [2].

– Как говорилось выше, на одной и той же широте скорость деформации вдоль меридианов равна скорости деформации вдоль параллелей. Однако это равенство весьма «шатко». Оно легко нарушается под влиянием «малых параметров» (например, не-сферичности Земли). Т. е. имеет место *нелинейная* зависимость, когда малые отклонения приводят к далеко идущим последствиям. В частности, в Антарктиде скорость удлинения параллелей превышает скорость удлинения меридианов. В результате возникают меридиональные (радиальные по отношению к Южному полюсу) мегатрецины отрыва (рифты и другие линеаменты) [1, 13]; их мелкомасштабным аналогом является структура «разбитой тарелки» на купольных поднятиях. А вот на некотором удалении от Антарктиды скорость удлинения параллелей меньше скорости удлинения меридианов. В результате возникает субконцентрическая (по отношению к Южному полюсу) система спрединга. На еще большем удалении от Антарктиды снова преобладает субмеридиональная система спрединга в виде трех его «стволов» (Восточно-Тихookeанского, Атлантического и Центрально-Индийского) через примерно 90° по долготе [10].

Возможная причина меридиональной компоненты дрейфа континентов. Северная компонента дрейфа континентов – это элемент геодинамической системы нулевого ранга (ГС–0) [8]. ГС–0 функционирует во всем объеме Земли и обусловлена действием *внешних* по отношению к Земле ротационно-приливных сил [6, 7]. Поэтому она функционирует во *всей* Земле и является крайним членом в иерархии интерферирующих конвективных геодинамических систем, функционирующих в столь же иерархически соподчиненных геосферах [8]. Она создает *общий фон*, на котором развертывается действие геодинамических систем более высокого (более мелкомасштабного) ранга, выалирующих северную компоненту дрейфа континентов.

ГС–0 ответственна не только за северную, но и за западную компоненту дрейфа континентов. Западная компонента обусловлена вращением наиболее «возвышенной» континентальной литосферы вокруг земной оси с меньшей скоростью, чем нижележащие геосфера. Это предполагал еще А.Вегенер [4]. Теоретическое обоснование этого процесса содержится в [16], а результаты его физического моделирования опубликованы в [3]. Западную компоненту дрейфа континентов можно увязать с рассмотренной в этой статье северной компонентой их дрейфа с помощью известного в физике «правила буравчика» [6] (см. внешние стрелки на рисунке).

Литература

1. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
2. Баркин Ю.В. Небесная механика ядра и мантии Земли: геодинамические и геофизические следствия // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых / Ред. Ю.В. Карякин. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 30–33.
3. Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника. 1991. № 6. С. 21–35.
4. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
5. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
6. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по «правилу буравчика» // Тектоника и геофизика литосферы. Ред. Ю.В. Карякин. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 128–131.
7. Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.
8. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
9. Грушинский А.Н., Строев П.А., Корякин Е.Д. Строение литосферы Антарктики и ее изостатическое состояние // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 30–36.
10. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
11. Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
12. Трифонов В.Г., Певнев А.К. Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 374–401.
13. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
14. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 560 с.
15. Scotese C.R., Golonka J. PALEOMAP Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Record N 20. Department of Geology, University of Texas at Arlington. 1993. 28 maps.
16. Smith A.D., Lewis Ch. Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // J. Geodynam. 1999. Vol. 28. N 2/3. P. 97–116.

**А.М. Городницкий¹, Ю.В. Брусиловский¹, А.Н. Иваненко¹,
Ю.Д. Малютин², А.М. Филин¹, Н.А. Шишкина¹**

Геолого-тектоническое строение Беломорско-Баренцевоморского региона по магнитным данным

Аномальное магнитное поле (АМП) на акватории Белого и южной части Баренцева морей, по данным выполненных здесь аэромагнитных модульных съемок, характеризуется сложной структурой с преобладанием линеаментов северо-западного простирания. Здесь выделяются две крупные рифтовые системы, сформировавшиеся в среднем и позднем риффе: Беломорская, упирающаяся на северо-западе в восточную окраину Балтийского щита, и Баренцевоморская, отделяющая его на севере и северо-востоке от Баренцево-Карской плиты [4]. Обе системы заложены по дорифейским глубинным разломам северо-западного простирания, окаймляющим Кольский полуостров с юга и севера. Далее на юго-восток они уходят на глубину до 4,5 км под осадочный чехол Мезенской синеклизы. Эти континентальные рифтовые структуры подверглись тектонической активизации в среднем палеозое и, вероятно, в кайнозое, когда сформировались Беломорский бассейн и шельфовая часть Баренцева моря. Вместе с тем, высокосиротное положение региона и связанное с этим искажающее влияние геомагнитных вариаций до последнего времени затрудняли проведение здесь высокоточного магнитного картирования. Новый этап геомагнитного изучения начат после внедрения в практику морских магнитных съемок метода градиентометрических измерений, устранившего эти помехи.

Основой для анализа магнитного поля на акватории Белого моря послужила синтезированная карта аномального магнитного поля масштаба 1:200 000, составленная в НПО «Архангельскгеология» и любезно предоставленная авторам для работы. Были использованы также материалы морских магнитных градиентных съемок, выполненных авторами в 49-, 49а- и 50-м рейсах НИС «Профессор Штокман» [1].

Анализ аномального магнитного поля для южной части Баренцева моря проводился на основе материалов гидромагнитной съемки масштаба 1:200 000 с детализацией отдельных участков в масштабе 1:100 000, выполненной здесь за период с 1986 по 2001 г. судами Морской арктической геологоразведочной экспедиции [2]. Исследуемый район охватыва-

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

² Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ), Мурманск, Россия

ет прибрежную акваторию Кольского полуострова от 32° до 38° в.д. и от $69,2^{\circ}$ до $70,5^{\circ}$ с.ш.

Как показывает анализ результатов съемок, на картах АМП исследуемых регионов отчетливо проявляется северо-западное простирание аномальных зон, отображающее положение рифейских рифтов с горст-грабенной тектоникой. При этом в восточной части баренцевоморского полигона выявлена не установленная ранее аэромагнитными съемками узкая линейная полоса интенсивных положительных аномалий с амплитудой до 500 нТл, окаймленная симметричными отрицательными аномалиями, типичная для рифтовых зон и параллельная линейным аномальным зонам Беломорского рифта. По полученным данным были проведены: трансформация АМП в верхнее полупространство, расчеты глубин источников магнитных аномалий методом пространственно-частотного анализа поля и выделение особых точек. Эти расчеты подтверждают сложное блоковое строение кристаллического фундамента. Положение особых точек соответствует границам тектонических блоков, горизонтальные размеры которых меняются от 2 до 20 км. Глубина верхних кромок магнитных тел находится в пределах 4–8 км. При трансформации АМП вверх общее северо-западное простирание линейных мегаструктур сохраняется. На этом фоне в пределах обоих районов отчетливо выделяются изометрические локальные положительные магнитные аномалии, связанные, по-видимому, с долеритовыми интрузиями. После выделения основных структур и оценки их глубин был выполнен подбор моделей для наиболее представительных аномалий с помощью интерактивной программы решения прямой задачи в 2,5-мерном варианте [3].

Совместный анализ карт АМП с картами аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе по данным альтиметрии свидетельствует о том, что в обоих районах линейным зонам отрицательных магнитных аномалий соответствуют линейные зоны положительных аномалий силы тяжести. Аналогичные результаты получены в результате построения двумерных геомагнитных моделей на Белом море на участке пролива Горло. Подобный характер модели может свидетельствовать о существовании в этих зонах области растяжения, в которую произошло внедрение слабомагнитных плотных гранулитовых интрузий. В дальнейшем, во время палеозойского этапа магматической активизации, по ослабленным зонам гранитоидного массива, возможно, произошло внедрение девонских интрузий ультраосновного состава, представленных более магнитными кругопадающими телами. Характерно, что аналогичная противофаза между магнитными и гравитационными аномалиями отмечается и в зоне известного Мезенского гравитационного максимума. Полученные данные позволяют высказать предположение о дополн-

нительной тектонической активизации в регионе в период времени между рифеем и девоном.

Исследование проведено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта № 08-05-00080.

Литература

1. Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Филин А.М. Геомагнитная съемка в Белом море // Океанология. 2003. Т. 43, № 2. С. 274–278.
2. Городницкий А.М., Филин А.М., Малютин Ю.Д. и др. Аномальное магнитное поле южной части Баренцева моря и его связь с геологическим строением дна // Геология морей и океанов: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2007. Т. 4. С. 55–57.
3. Лойтер П.П., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Связь магматогенных рудоконструирующих структур с глубинным строением Западного Приохотья // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 82–94.
4. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

Г.Э. Грикуров¹, Г.Л. Лейченков¹, Е.В. Михальский¹

Эволюция представлений о тектонике Антарктиki и современное состояние проблемы

История тектонического изучения Южной полярной области Земли включает два главных этапа: (1) создание тектонических схем и карт антарктической суши, (2) выявление структуры подводной континентальной окраины Антарктиды и реконструкция ее геодинамической эволюции в контексте распада Гондваны и истории формирования циркумантарктических глубоководных акваторий. Переход от первого этапа ко второму происходил на фоне смены геосинклинально-платформенной парадигмы на плитно-тектоническую.

Первые тектонические интерпретации [L. Gould, 1934; A. Wade, 1941; R. Fairbridge, 1952] базировались на морфоструктурных особенностях Антарктического континента и крайне скучных геологических наблюдениях. Эти и другие ранние труды были обобщены А.И. Шалимовым [1957] в виде простейшей схемы, на которой древняя платформа Восточной Антарктиды обрамлялась зоной активизации вдоль границы с

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

Западно-Антарктическим складчатым поясом. Значительно более углубленный подход продемонстрировал П.С. Воронов [1964], впервые указавший на гетерогенность Восточно-Антарктической платформы и постулировавший существенную роль раннепалеозойского (раннекаледонского) орогенеза в формировании обширных областей ее фундамента. Согласно Л.В. Климову [1964], область эпикаледонской платформенной стабилизации включала Трансантарктические горы с прилегающим сектором Западной Антарктиды, тогда как на большей части Восточной Антарктиды роль каледонской эпохи ограничивалась лишь частичной переработкой и изотопным «омоложением» докембрийского кристаллического фундамента.

С.А. Ушаков и В.Е. Хайн [1965] поддержали точку зрения о преимущественно дорифейском возрасте фундамента Восточной Антарктиды, но исключили из состава древней платформы складчатую область Трансантарктических гор, связав ее возникновение с начальной (позднебайкальской) фазой аккреционного развития Тихоокеанского геосинклинального пояса. Концепция аккреционного наращивания в течение фанерозоя тихоокеанского фланга древней коры Восточной Антарктиды получила наиболее яркое выражение в интерпретации К.Крэддока [1970], подчеркнувшего вероятность широкого распространения в восточной части континента чехла недеформированных отложений «гондванской серии», типичных для всех южных материков.

Альтернативная точка зрения была высказана М.Г. Равичем и Г.Э. Грикуровым [1970], предположившими, что в далеком геологическом прошлом раннедокембрийский кристаллический фундамент и его рифейский чехол занимали территорию всей Антарктиды. В конце докембрая весь этот панантарктический кратон был рассечен сетью позднебайкальских подвижных поясов, консолидация которых произошла в раннем палеозое и вызвала интенсивную переработку дорифейского фундамента. Тектоническая ремобилизация тихоокеанского побережья Западной Антарктиды привела к возникновению раннекиммерийской складчатой системы Антарктического полуострова.

В тектоническую карту Антарктиды масштаба 1:10 000 000 [Грикуров, 1978] по-прежнему было заложено представление о том, что все фанерозойские складчатые системы формировались на древнем кристаллическом цоколе, но только в той его области, которая была вовлечена в развитие антарктического сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. На этой же карте в качестве специфических позднемезозойско-кайнозойских структур были впервые выделены развивающиеся седиментационные бассейны – «эпигеосинклинальные» в Западной Антарктиде и «эпиплатформенные» в восточной части материка.

Все перечисленные тектонические построения первого этапа, затрагивавшие только антарктическую сушу, по существу, не выходили за рамки ортодоксального фиксизма или «вегенеровского» мобилизма, увязывавшего аккрецию тихоокеанских складчатых структур с распадом Гондваны и дрейфом «готовых» южных материков. Попытки объяснить с мобилистских позиций всю геологическую предысторию формирования континентальной коры Антарктиды в составе суперконтинентов докембрия и во взаимоотношении с эволюцией океанов в тот период еще не предпринимались.

В течение двух последних десятилетий прошлого века и в начале текущего столетия происходило накопление новых массивов фактических данных, бурный приток которых шел по двум основным направлениям – детальные изотопно-geoхимические исследования горных пород современными методами и геофизическое изучение антарктических акваторий. Внимание специалистов переключилось на обработку и интерпретацию потока поступавших конкретных материалов, в то время как обзорные обобщения тектонического содержания отошли на второй план. Однако в преддверии и по ходу проведения Международного полярного года 2007–2008 гг. интерес к этой проблематике возродился, и Комиссия по геологической карте мира инициировала составление новой тектонической карты Антарктики в масштабе 1:10 000 000. Разработка легенды и составление авторского макета были поручены ВНИИОкеангеология.

Принципиальным новшеством предложенной легенды является разделение всех выделяемых структурно-вещественных ассоциаций и структурных элементов, в первую очередь, по надежно устанавливаемым признакам их пространственной и/или генетической зависимости от взаимодействия литосферных плит. На этой основе легенда разбита на три главных блока, каждый из которых уже потом характеризуется тем или иным типом коры. Центральный блок включает структуры и комплексы, связь которых с дивергентными или конвергентными границами литосферных плит достаточно очевидна. Другой блок объединяет заведомо внутриплитные структурные ассоциации, а к третьему отнесены подразделения, возникновение которых в близких к современным плитно-тектонических геодинамических обстановках вызывает серьезные сомнения. Последнее относится к большинству архейских и раннепротерозийских комплексов, геодинамическая эволюция которых содержит пока еще слишком много неясностей для прямолинейной экстраполяции механизма плитной тектоники в глубь геологической истории.

Появление сомнений в возможности вписать в каноны тектоники плит эволюцию земной коры в раннем докембрии – главный итог разнообразных изотопно-geoхимических исследований последних десятиле-

тий. Согласно полученным данным, в комплексах кристаллического фундамента, формировавшихся в течение этого отрезка геологической истории продолжительностью свыше 2000 млн лет и занимающих большую часть Восточной Антарктиды, признаки переработки древнего континентального субстрата фиксируются гораздо чаще, чем доказательства конвергентных условий зарождения ювенильных протолитов. Из этого следует возможность возникновения обширных пространств изначальной континентальной протокоры без участия механизма субдукции, причем имеющиеся изотопные данные указывают на вероятность первых крупных раскопов этой первичной континентальной литосферы не ранее мезопротерозоя, когда началось многостадийное дивергентно-конвергентное взаимодействие плит. Этот процесс завершился гренвильским орогенезом, приведшим к регенерации раннедокембрийского материнского континентального массива.

Неравномерная по интенсивности эокембрийско-раннепалеозойская (панафриканская) тектономагматическая переработка древнего фундамента антарктического праматерика рассматривается как часть процесса внутриплитной активизации всего восточного гондванского суперконтинента, происходившей без образования ощутимых ювенильных «добавок» к уже существовавшей континентальной коре. Формы проявления активизации варьировали от амагматичной тектоники срыва в супракrustальных комплексах (хребет Шеклтона) до внедрения крупнейших массивов анорогенных интрузий (Земля Королевы Мод).

Аккреционный орогенез, одновременный с панафриканской активизацией, запечатлен на тихоокеанской активной окраине Восточной Антарктиды в виде россской складчатой системы Трансантарктических гор. Проблематичная коллизионная зона того же возраста в хребте Шеклтона, возможно, занимает промежуточное положение (в пространственном и генетическом смысле) между орогенными и активизационными структурами, подчеркивая вероятность причинно-следственной связи между российскими (палеотихоокеанскими) и панафриканскими (внутригондванскими) событиями. С этих позиций можно согласиться с применением к панафриканской активизации понятия «телеорогенез», подразумевающим, что ее наблюдаемые симптомы суть проявления дистальной (внутриплитной) реакции на мощные конвергентные процессы, развившиеся на тихоокеанской окраине Гондваны в самом начале палеозоя.

Существенных изменений в интерпретации тектонической структуры и геодинамической эволюции фанерозойского складчатого обрамления Западной Антарктиды не произошло, так как в сравнении с докембрийскими объектами эти районы в значительно меньшей степени были охвачены новейшими изотопными исследованиями.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	Структурно-вещественные комплексы и структурные элементы							
	Возникшие на ранних стадиях формирования земной коры	Формирующиеся на границах плит		Внутриплитные				
		Дивергентных	Конвергентных					
	Тип коры							
	Протоконтинентальная	Океаническая	Переходная	Континентальная		Рифтовая континентальная		
Комплексы гранулито-нейсовых и гранит-зеленокаменных областей	Комплексы второго океанического слоя	Комплексы воре-ционных и континентальных островных соединений активных складок (Сулу)	Комплексы воре-ционных и континентальных островных соединений активных складок (Сулу)	Метаподольные комплексы	Комплексы внутримагматических складчатых систем	Комплексы платформенных чехлов	Комплексы наполнения осадочных бассейнов (кайноложевые чехлы)	Комплексы вулканических общин и плато
Неоген-квартар 25								
Палеоген 65								
Поздний мел 100								
Ранний мел 145								
Триас-юра 250								
Карбон-пермь 360								
Кембрий-девон 540								
Неопротерозой 1000								
Мезопротерозой 1600								
Палеопротерозой 2500								
Неоархей 2800	Расщепление по возрасту кратонизации							
Мезоархей 3200								
Палеоархей 3600								
Зоархей								
Дополнительные обозначения (крапы, штриховки, контуры, внemасштабные знаки и т.д.)								
Зеленокаменные пояса	Изопахи базисных новых комплексов на океанической коре	Сулуры Офиолиты		Внутриплитная деформация		Комплексы и структурные элементы, скрытые под платформенными и кайноложенными чехлами (в т.ч. базальтовые и мантийные "окна")		
	Оси спрединга	Сининклиниатические вулкано-плутонические ассоциации						
	Трансформные разломы	Зоны субдукции и палеосубдукции				Изопахиты		
Внутриплитный магmatismus (протерозойские пластовые интрузии и вулканиты, палеоафриканские гранитоиды, мезозойские тряпцы, кайнозойские щелочные базальты, малые интрузии щелочных и щелочно-ультрабазовых пород и пр.)								
Метаморфизм, литологический состав пород, тектоно-магматическая активизация (переработка), тектонические нарушения и пр. обозначения								

Принципиальная структура легенды новой тектонической карты Антарктики. Возрастные рубежи приняты в соответствии с Международной стратиграфической шкалой, одобренной МКС и КГКМ. Вертикальные серые линии обозначают примерные возрастные диапазоны выделяемых комплексов

Значительный прогресс, достигнутый в последние годы в изучении циркум-антарктических акваторий, отразился прежде всего в углубленном понимании строения и истории формирования континентальной окраины материка в контексте распада Гондваны и раскрытия Южного океана. На новой карте впервые сведены воедино и обобщены сведения о мощности и возрасте осадочного чехла в омывающих Антарктиду морях, выделены вулканический и невулканический типы рифтовой континентальной окраины, определены положение границы континент–океан и различия тектонической природы ее индивидуальных отрезков, показан возраст океанической коры почти на всей площади ее распространения.

нения. Карта дает ясное представление о распределении и сравнительных характеристиках периконтинентальных осадочных бассейнов и может служить основой для обзорного нефтегеологического районирования.

А.Н. Грушинский¹

Тектоническая эволюция моря Скоша

Район моря Скоша очень сложен и интересен с точки зрения его тектонического строения [1].

Во-первых – это необычная субдукция (океаническая плита под океаническую) – плита Скоша субдуцирует под Южно-Американскую плиту – на Сандвичевой островной дуге. Подобная субдукционная ситуация существует еще только в одном месте на земном шаре (Карибская островная дуга). Обычно субдукция происходит либо под континент, либо под островную дугу в сторону окраинного (задугового) моря, как это происходит всюду на активной окраине Тихого океана. Исходя из такого характера субдукции, можно предположить, что в районе Сандвичевой дуги, восточнее моря Скоша, под Северо-Американской плитой литосфера более нагретая и потому менее плотная, и это, в свою очередь, приводит к большей плавучести Северо-Американской плиты. Аномальный нагрев литосферы может быть вызван влиянием мантийного плюма под тройным сочленением Буве.

Во-вторых, примерно 60 млн лет назад прекратилось раскрытие моря Скоша и широтное направление спрединга сменилось меридиональным [2]. При этом тектоническая активность на западной границе моря Скоша (разломная зона Шеклтон) начала затухать, а тектоническая активность в восточной части моря Скоша и восточнее его (раскрытие Южной Атлантики) увеличилась. Это могло быть вызвано отмиранием восходящего потока разогретой мантии (плюма) под западной частью моря Скоша и быстрым смещением его источника на восток, в район тройного сочленения Буве.

Наиболее яркие структуры тектонического строения этого региона характеризуются повышенной градиентностью поля геоида. Это, прежде всего, Чилийский желоб и северная и восточная части дуги Скоша, причем последняя (Сандвичева дуга) окаймлена градиентными зонами с востока, юга и запада. Море Скоша характеризуется повышенными значе-

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

ниями высот геоида (около 20 м), причем в направлении с севера на юг наблюдается их рост. В море Уэдделла, наоборот, имеет место уменьшение высот геоида в южном направлении. Южная Атлантика (юго-восточное окончание Южно-Американской литосферной плиты) к востоку от Сандвичевой дуги также характеризуется повышенными значениями высот геоида, причем их возрастание наблюдается в восточном направлении.

При анализе поля геоида рассматривался отдельно вклад от его длинноволновой компоненты (были рассчитаны вклады в высоты геоида от первых 8, 10 и 12 гармоник), аномальные высоты геоида (была удалена длинноволновая компонента) и отдельно вклад гармоник с 8 по 12, с 8 по 10 и с 10 по 12. Последнее позволило оценить вклад в аномалии геоида как от мантии в целом, так и отдельно от верхней и от нижней мантии.

Надо отметить, что, строго говоря, мы исходили из не вполне корректного предположения, что первые гармоники отражают влияние самых глубоких слоев Земли и что чем выше номер гармоники, тем ближе к поверхности Земли локализованы источники, ей отвечающие. На самом деле это не совсем так, так как происходит перемешивание гармоник, т.е. низкие гармоники содержат в себе некоторую долю влияния не глубоких источников, тогда как в гармониках высокого порядка содержится некоторая доля влияния глубокозалегающих источников. Но, по видимому, можно утверждать, что основной вклад в соответствующие гармоники вносят источники, локализованные согласно нашему предложению, и качественная предварительная оценка распределения плотностных аномалий и поля напряжений в теле Земли может быть сделана на его основании.

При рассмотрении длинноволновой компоненты поля высот геоида было обнаружено что: во-первых, градиентные зоны, связанные с островной дугой, в ней не проявляются; во-вторых, практически вся положительная аномалия поля геоида, расположенная в море Скоша и прилегающей к ней с востока акватории Атлантического океана, содержится в длинноволновой компоненте (до 12 гармоники). Причем надо отметить, что наибольшие значения высот геоида и их длинноволновой компоненты связаны с тройным сочленением Буве, а море Скоша и шельф оконечности Южной Америки являются ее периферической зоной. Можно предположить, что эта аномалия связана с мощным плюром, т.е. восходящим потоком разогретого вещества из нижней мантии и с границы ядро–мантия. Напротив, положительная аномалия поля высот геоида, связанная с южноамериканскими Андами и Чилийским желобом, в длинноволновой части аномалий высот геоида не проявляется и, по видимому, связана с процессами, протекающими в земной коре и верх-

ней мантии. При рассмотрении последовательного набора картин длинноволновой компоненты геоида обнаруживается, что во вкладе от первых восьми гармоник положительная аномалия геоида почти полностью расположена на акватории Атлантического океана и имеет почти округлую форму со слабо выраженным языком, протянутом в море Скоша; для вклада от 10 гармоник этот язык более четко выражен, а в наибольшей степени он выражен во вкладе от 12 гармоник. Такой характер поля высот геоида наталкивает на предположение, что плюм, который сейчас расположен под тройным сочленением Буве, мигрировал туда из района западной части моря Скоша, где ранее активный рифтогенез сейчас затухает. При этом активные процессы в недрах этого региона протекают теперь в менее глубоких слоях недр Земли, а именно, в земной коре и верхней мантии, лишь слегка захватывая нижнюю мантию.

При рассмотрении вкладов в поле высот геоида от гармоник с 8 по 12 и отдельно от гармоник с 10 по 12 и с 8 по 10 можно заметить, что здесь рассматриваемая нами положительная аномалия геоида распадается на две. Первая, большей амплитуды, расположена восточнее моря Скоша в акватории Атлантического океана в районе тройного сочленения Буве, а вторая, более слабая, располагается над разломной зоной Шеклтон и захватывает западную часть моря Скоша. Между ними располагается понижение геоида с положительными значениями высот, не превосходящими 1 м. Создается впечатление, что миграция плюма происходила очень быстро, почти скачком, и аномалия над зоной тройного сочленения Буве отмечает местонахождение плюма в настоящий момент, в то время как аномалия геоида над разломной зоной Шеклтон является остаточной, отмечающей прежнее местоположение плюма, и сейчас в этой зоне идет осаждение глубинных слоев недр Земли, в наибольшей степени проявившееся к настоящему времени в нижней мантии и ядре.

В поле аномальных высот геоида (удалена длинноволновая компонента) положительная аномалия высот геоида на акватории Атлантического океана или вовсе отсутствует (удалены первые 12 гармоник), или проявляется более или менее слабо (удалены 10 и 8 гармоник, соответственно). Напротив, все море Скоша и оконечность Южной Америки и Антарктический полуостров являются областью положительной аномалии геоида. Четко проявлены также все градиентные зоны, отмеченные нами в поле геоида. Можно предположить, что здесь протекают довольно интенсивные процессы в литосфере, которые либо вовсе не захватывают более глубокие слои недр Земли, либо захватывают их относительно слабо. Как нам представляется, эти затухающие процессы являются остаточными проявлениями некогда действовавшего здесь плюма.

Надо также отметить, что одновременно с перестройкой тектонических движений в Южной Атлантике в Северной Атлантике шел аналогичный процесс и ось спрединга из Лабрадорского моря переместились в ее современное положение (хребет Рейкьянес, Исландия, хребет Колбенсей) [3].

Все это, по-видимому, указывает на серьезную перестройку конвекции в нижней мантии и, возможно в жидком ядре.

Литература

1. Maldonado A., Balanyá J.C., Barnolas A. et al. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage // *Marine Geophys. Res.* 2000. V. 21. P. 43–68.
2. Ghidella M.E., Yáñez G., LaBrecque J.L. et al. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea // *Tectonophysics*. 2002. V. 347. P. 65–86.
3. Verhoef J., Roest W.R., Macnab R., Arkani-Hamed J. Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas // *Canad. Geol. Surv. Open file 3125b*. 1996. V. 1/2 (Disk).

**Е.А. Гусев¹, П.В. Рекант¹, А.А. Крылов¹, В.А. Басов¹,
Н.В. Куприянова¹, С.И. Шкарубо²**

Кайнозойская история Арктики по результатам геологического опробования

Расшифровка истории геологического развития Арктики в кайнозое опирается, прежде всего, на материалы геологического опробования Арктического континентального шельфа, прилегающих океанических котловин и подводных хребтов и поднятий, а также на геологические разрезы островной и материковой суши.

В последние годы опубликованы новые данные по стратиграфии и вещественному составу кайнозойских образований Арктики, в частности, по глубоководной скважине в приполюсной части хребта Ломоносова (Moore et al., 2006; Krylov et al., 2008; Гусев и др., 2007 и др.), выявившей сенсационные сведения об эпизодах значительного опреснения вод Северного Ледовитого океана (Brinkhuis et al., 2006), получены детально датированные колонки грунтовых трубок на хребте Ломоносова

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

² Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ), Мурманск, Россия

(Spielhagen et al., 2008; Sellen et al., 2008 и др.), поднятии Менделеева (Polyak et al., 2004; Андреева и др., 2007), поднятии Нордвинг (Polyak et al., 2004; Kaufman et al., 2008), опубликованы материалы неглубокого бурения в западной части шельфа Баренцева моря, вскрывшего палеогеновые породы (Nagy et al., 2004; и др.).

Кроме этих важных опубликованных результатов, получены новые данные для изучения кайнозойской истории Арктики по отдельным регионам: хребту Ломоносова (10-метровые колонки грунтовых трубок, отобранных с борта ледокола «Россия» в 2007 г.), поднятию Менделеева (4- и 6-метровые колонки грунтовых трубок, полученных в рейсах научно-экспедиционного судна «Академик Федоров» в 2000, 2004, 2005, 2007 и 2008 гг.), а также в российской части Чукотского шельфа (буро-вые скважины 5,5 и 12 м; Гусев и др., 2007).

Анализ образцов позднекайнозойских отложений из некоторых станций на хребте Ломоносова, их сопоставление с колонками с поднятия Менделеева, позволяют сделать вывод, что в некоторых изученных колонках с хребта Ломоносова отсутствуют молодые четвертичные отложения палеомагнитной эпохи Брюнес. Об этом можно судить по особенностям распределения агглютинирующих фораминифер из образцов с хребтов Альфа-Менделеева, особенно представителей рода цикламмина, отсутствующего в современных и молодых позднечетвертичных отложениях Арктики. В этих образованиях встречены также агглютинирующие фораминиферы, сходные с известными в миоцен-плиоценовых отложениях Сахалина. Интересные результаты получены также по колонкам из района сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной. Изученные образцы практически не содержат микрофауны: планктонных и бентосных фораминифер, остракод и других морских организмов, указывающих на морской генезис осадков, за исключением некоторых образцов, в которых встречены единичные мелкие с сильно растворенной поверхностью раковины фораминифер. Тот факт, что в анализируемых пробах практически отсутствует известковая микрофауна, для формирования раковины которой необходимо определенное количество карбоната кальция, получаемое ею из окружающей водной среды, свидетельствует о формировании осадков в замкнутом, возможно, мелководном? (прибрежно-морском?) бассейне при отсутствии какого-либо морского или океанического течения, воды которого обычно хорошо насыщены большим количеством карбоната кальция.

Российский Арктический шельф в течение последних 10 лет активно изучался в рамках государственной программы геологического картирования шельфа масштаба 1:1 000 000 институтом ВНИИОкеангеология совместно с производственными экспедициями и другими организациями.

ми, а также в рамках международных проектов. Исследовались шельфы морей Баренцева, Карского, Лаптевых и Чукотского, архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля, а также материковое обрамление – Большеземельская тундра, Енисейский залив и др. Основные результаты этих работ вошли составной частью в Геологическую карту РФ масштаба 1:2 500 000, подготовленную к Международному геологическому конгрессу 2004 г., и актуализированную к геологическому конгрессу 2008 г.

Новые материалы получены ВНИИОкеангеология по осадочному чехлу Чукотского шельфа, где пробурены неглубокие скважины, вскрывшие плиоцен-эоплейстоценовые слабодислоцированные толщи, перекрытые плащом голоценовых морских осадков (Гусев и др., 2007). Возрастная интерпретация основана на палеомагнитных, микрофаунистических, микрофлористических анализах, определениях абсолютного возраста органических остатков, содержащихся в отложениях.

Применение широкого спектра геолого-геофизических методов и покрытие наблюдениями обширных пространств позволили подойти к расшифровке основных этапов кайнозойской истории Арктической континентальной окраины и конкретных особенностей отдельных ее частей.

Западный сектор Российской Арктики был затронут процессами развития океанических суббассейнов Норвежско-Гренландского и Евразийского. Активные тектонические процессы на Западно-Арктической континентальной окраине выразились в образовании протяженной сложно построенной зоны перехода континент–океан, мелководных окраинно-шельфовых бассейнов, в проявлениях современного вулканизма на Шпицбергене, в значительном расчленении рельефа с формированием поднятий островных архипелагов и глубоких некомпенсированных осадконакоплением впадин и желобов.

Восточный сектор Российской Арктики в кайнозое лишь в своей Лаптевоморской части был подвержен влиянию процессов океанообразования, где срединно-оceanический хребет Гаккеля торцово сочленяется с континентальной окраиной, в основной же своей части характеризовался сравнительно спокойной тектонической обстановкой осадочных бассейнов, развитых на позднемезозойском складчатом основании, что определило его значительную выровненность.

История развития океанической части до сих пор является дискуссионным вопросом, тектонические процессы, приведшие к современной структуре, неоднозначны, обстановки осадконакопления очень изменчивы. Поэтому судить по одной лишь скважине на хребте Ломоносова о кайнозойском развитии ансамбля тектонических структур Северного Ледовитого океана преждевременно.

Оледенения Арктического региона, начавшиеся в плиоцене, наиболее ярко выразились в плейстоцене. Границы оледенений, их возраст, тип и степень воздействия являются предметом исследования многих международных проектов (Svendsen et al., 2004; и др.). В последнее время показана немаловажная роль пассивного оледенения в рельефообразовании Арктики (Большиянов, 2006).

Ю.Б. Гусева¹, Г.Л. Лейченков², А.В. Голынский², М. Санд³

Строение земной коры и история тектонического развития осадочного бассейна моря Рисер-Ларсена (Восточная Антарктида)

Осадочный бассейн моря Рисер-Ларсена (МРЛ) расположен в крайней юго-западной части индоокеанского сектора континентальной окраины Восточной Антарктиды и занимает акваторию от континентального шельфа до абиссальной котловины площадью около 500000 км². Бассейн МРЛ образовался в результате разделения Африки и Антарктиды в среднеюрское время [3]. Два субпараллельных подводных хребта отделяют его от соседних окраинных бассейнов хребет Астрид – на западе, хребет Гуннерус – на востоке.

В разные годы на акватории МРЛ проводили исследования экспедиции ЮАР, Японии и Германии [1, 2, 4], однако наибольший вклад в изучение осадочного бассейна и его обрамления внесли морские геофизические работы Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ФГУНПП «ПМГРЭ»), которые выполнялись в течение 6 полевых сезонов (с 1996 по 2004 г.) с борта НИС «Академик Александр Карпинский», в том числе в рамках совместного российско-норвежского научного проекта. Общий объем сейсмических данных, использованных в настоящем исследовании, составляет около 22000 км профильных наблюдений и 40 сейсмозондирований МПВ.

Характерными особенностями изученного района являются сложная топография поверхности фундамента и значительные вариации мощно-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

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

³ Норвежский нефтяной директорат (NPD), Ставангэр, Норвегия

сти земной коры, достигающей 26–28 км в районе хребта Гуннерус, 12–17 км в районе хребта Астрид и 9–10 км в глубоководной части бассейна. Анализ полученных геофизических данных, в том числе районирование фундамента по сейсмическим признакам, позволили выделить несколько тектонических зон и областей, типичных для пассивных континентальных окраин и океанических котловин (рисунок).

Хребет Гуннерус по скоростным характеристикам неглубоко залегающего фундамента, мощности коры и данным драгирования уверенно определяется как подводное продолжение континентальной структуры Антарктического щита. В южной и восточной частях МРЛ по сейсмическим данным выделяется зона развития рифтогенной коры шириной до 150 км, характеризующаяся структурами растяжения кристаллического фундамента. Южный сегмент хребта Астрид представляет собой оконечность обширной вулканической окраины Восточной Антарктиды морей Уэдделла и Лазарева (южная Атлантика). Шельф и континентальный склон МРЛ маркируются локальными гравитационными аномалиями и высокоамплитудной линейной магнитной аномалией, указывающей на интенсивные магматические процессы, сопровождавшие рифтогенез.

Магнитные съемки предшествующих лет выявили в западной части МРЛ мезозойскую последовательность спрединговых магнитных аномалий (от M0 до M24; верхняя юра – нижний мел), протягивающуюся до нижнего подножия континентального склона [1, 3, 4]. Проведенные нами исследования позволили установить сходную последовательность аномалий (M2–M16) в северо-восточной части акватории. Кроме того, в юго-западной части МРЛ выявлена ось отмершего спрединга с возрастом около 150 млн лет. (M23). Переискос оси спрединга сопровождался изменением направления океанического раскрытия на 10–15°.

Северный сегмент хребта Астрид представляет собой вулканическое поднятие с корой океанического типа, образовавшееся на южной оконечности протяженного и отчетливо выраженного в морфологии морского дна трансформного разлома Астрид. Область, окружающая хребет Астрид, представлена океанической корой повышенной (12–14 км) мощности.

Положение границы между континентальной и океанической корой определялось по набору структурных и геофизических признаков (изменению скоростных характеристик и облика фундамента, появлению спрединговых аномалий и др.). Наиболее надежно эта граница определяется в восточной части МРЛ, где она приурочена к сдвиговой окраине, маркируемой линейной гравитационной аномалией. В результате интерпретации геофизических данных установлено, что возраст океанического раскрытия между Антарктидой и Африкой (с о-вом Мадагаскар) в МРЛ составляет около 160 млн лет. Возникновение вулканической ок-

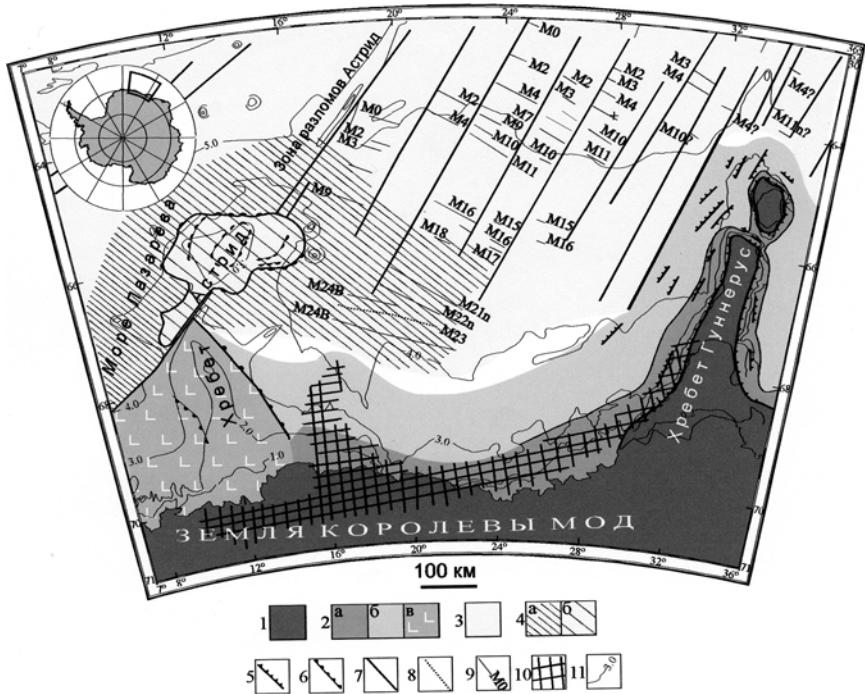


Схема тектонического районирования моря Рисер-Ларсена.

1 – континентальная кора, слабо затронутая процессами рифтогенного растяжения; 2 – рифтогенная континентальная кора: *a* – с прогрессивно увеличивающимся фактором растяжения; *b* – с максимальным фактором растяжения; *c* – под вулканическим комплексом (степень растяжения не установлена); 3 – океаническая кора нормальной мощности (5–7 км); 4 – утолщенная океаническая кора: *a* – 7–10 км; *b* – 12–14 км; 5 – основные сбросы; 6 – уступы, образованные вулканическими породами; 7 – палеотрансформная разломная зона; 8 – ось отмершего центра спрединга; 9 – номера хронов полярности магнитного поля; 10 – зона развития предполагаемых интрузий в верхней континентальной коре; 11 – изобаты, км

раины, к которой примыкает бассейн МРЛ, связывается с внедрением под литосферу центральной Гондваны обширного астеносферного плюма Карру [5], в результате чего образовались морфологически выраженные вулканические постройки моря Лазарева (поднятие Мод) и северного продолжения хребта Астрид, а также увеличилась мощность океанической коры в западной части МРЛ.

В осадочном чехле бассейна МРЛ, максимальная мощность которого достигает 6,0–7,5 км в подножии континентального склона и обоих хребтов, идентифицировано несколько сейсмических горизонтов (несо-

гласий), разделяющих индивидуальные сейсмические комплексы. Нижнее несогласие разделяет рифтовый и пострифтовый структурные этажи бассейна и, согласно существующей модели спрединга, датируется возрастом 157–158 млн лет. Отложения большей части пострифтовых комплексов выклиниваются на океаническом фундаменте, датированном по данным магнитометрии, что позволяет в отсутствие данных бурения ориентировочно оценить возраст комплексов. Верхний комплекс пострифтового этажа отличается появлением в разрезе специфических фаций, определяющих его ледниково-морской генезис. Отложения этого типа хорошо изучены на континентальной окраине Восточной Антарктиды к востоку от рассматриваемого района, где они датируются ранним олигоценом–голоценом.

Литература

1. Bergh H.W. Mesozoic sea floor off Dronning Maud Land, Antarctica // Nature. 1977. V. 269. P. 686–687.
2. Hinz K., Neben S., Gouseva Y., Kudryavtsev G. A compilation of geophysical data from the Lazarev Sea and the Riiser-Larsen Sea, Antarctica // Marine Geophys. Res. 2004. V. 25. P. 233–245.
3. Jokat W., Boebel T., Konig M., Meyer U. Timing and geometry of early Gondwana breakup // J. Geophys. Res. 2003. V. 108 (doi: 10.1029/2002JB001802).
4. Roeser H.A., Fritsch J., Hinz K. The development of the crust off Dronning Maud Land, East Antarctica // Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up / B.C. Storey, E.C. King, R.A. Livermore (Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ. 1996. V. 108. P. 243–264.
5. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 7685–7729.

С.А. Гуськов¹, С.Ю. Беляев¹

Неотектонический этап развития северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна

Современная структура осадочного чехла северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна окончательно оформилась в кайнозойское время, в неотектонический этап развития. Ловушки в мезозойской части разреза чехла вмещают основное количество залежей углеводородов, сосредоточенных на этой территории. Время главной фазы генерации

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

углеводородов, по последним данным, меловое, т.е. близкое к завершающему этапу формирования этих ловушек. Важно количественно оценить масштабы неотектонических движений (которые существенно различаются в разных частях территории), окончательно определивших амплитуды и соответственно объем положительных структур-ловушек.

В северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна за начало неотектонического этапа принимается рубеж палеогена и неогена. Выделяются два подэтапа: миоценовый и плиоцен-четвертичный. Для первого подэтапа характерно унаследованное развитие: сохранение структурного плана мела и палеогена на фоне общей тенденции постепенного воздымания северных районов. В плиоцен-четвертичный подэтап произошло резкое воздымание всей территории с формированием структур субширотного простирания. В это время произошло окончательное формирование Сибирскоувальской гряды и ряда речных долин с глубинами до 400 м. Обширные водораздельные участки представляли собой крупные поднятия, а речные долины – зоны опускания.

Представление о масштабах неотектонических движений дает совместный анализ структурной карты по кровле тургасской свиты (поздний олигоцен), геологической карты дочетвертичных образований и карты рельефа дочетвертичной поверхности. В результате получена карта суммарных амплитуд неотектонических движений в изолиниях.

На карте выделены положительные, отрицательные и промежуточные крупные структурные элементы: Ямalo-Гыданская структурная ступень, Енисей-Оленекский прогиб, Нижнеобская ступень, Надым-Тазовская впадина, Елогуйско-Пакулихинская моноклиналь.

1. Ямalo-Гыданская ступень включает территорию Ямальского и Гыданского полуостровов. На севере граница структуры проводится по крутыму флексурообразному склону, на западе - по системе разломов, отделяющих Западно-Сибирский бассейн от Уральской складчатой системы. На юге ступень граничит с Надым-Тазовской впадиной, на востоке – с Енисей-Оленекским прогибом. В новейшее время эта структура испытала общее поднятие с амплитудой до 300 м. В пределах Ямalo-Гыданской ступени выделяются более мелкие структуры.

1. Байдарацкий прогиб в центральной части имеет суммарные амплитуды неотектонических движений от 10–50 до 100 м, в северной колеблются от -50 до -200 м. В прибрежных частях суммарные амплитуды составляют 150–200 м;

2. Южно-Ямальская терраса характеризуется суммарными амплитудами неотектонических движений в пределах от 150 до 200 м. В северной части террасы выделяется новейший флексурообразный уступ с амплитудой 50–100 м;

3. Нурминский мегавал – наиболее контрастная новейшая структура. Амплитуда новейших поднятий его колеблется от 150 до 300 м. Суммарный прирост присводовой части мегавала за неоген-четвертичное время составил 30–80 м;

4. Северо-Ямальская структурная ступень представляет собой моноклиналь, в пределах которой амплитуды неотектонических движений составляют 100–200 м;

5. Яптиксалинский мегапрогиб имеет суммарные амплитуды неотектонических движений в пределах от 50 до 150 м;

6. Антипаютинская структурная ступень. Амплитуды неотектонических поднятий в ее пределах колеблются от 150 до 200 м.

II. Енисей-Оленекский прогиб отделяет Сибирскую платформу от Таймырской области. Новейшие структуры имеют преимущественно субширотное простирание. Граница между прогибом и Ямalo-Гыданской ступенью проводится по смене структур субмеридионального простирания на субширотное. Енисей-Оленекский прогиб в новейший этап испытал общее поднятие. Значения суммарных амплитуд тектонических движений характеризуются по площади большой контрастностью. В пределах отрицательных структур суммарные амплитуды достигают 50–150 м; в пределах положительных структурных элементов – 300–500 м. Выделяются неотектонические элементы первого порядка, простирающиеся в субширотном направлении. Характерно, что эти структуры наследуют контрастные положительные и отрицательные тектонические элементы мезозоя. Развитие прогиба в неотектонический этап было унаследованным.

III. Нижнеобская структурная ступень отделяется флексурообразным уступом от Урала на западе и северо-западе, граничит с Надым-Тазовской и Обской впадинами на востоке и юго-востоке и с Ямalo-Гыданской ступенью на северо-востоке. С юга Нижнеобская структурная ступень ограничена Зауральско-Приказахстанской ступенью. Суммарные амплитуды новейших тектонических деформаций варьируют от 100 до 200–250 м. В пределах Нижнеобской структурной ступени выделяются следующие структуры первого порядка:

1. Салехардский структурный выступ. По степени контрастности и латеральному распределению суммарных амплитуд неотектонических движений Салехардский структурный выступ близок к структурам Ямalo-Гыданской ступени и Надым-Тазовской впадины;

2. Верхнеполуйско-Казымский склон имеет суммарные амплитуды нетектонических движений от 100 до 150 м;

3. Нижнесосьвинский мегапрогиб выделен по наличию переуглубленных долин, не выраженных в нижележащем структурном плане. Амплитуды неотектонических движений составляют здесь 10–150 м.

IV. Надым-Тазовская впадина охватывает обширную территорию севера Западно-Сибирской плиты от Сибирско-Увальской гряды на юге до широтного участка Тазовской губы на севере. На западе она граничит с Нижнеобской, на востоке – с Елогайско-Пакулихинской структурными ступенями. Большинство тектонических элементов, осложняющих структуру, наследуют мезозойские элементы. Суммарные амплитуды колеблются от $-50\div-75$ м до 200–300 м. В пределах впадины выделяются следующие структуры первого порядка:

1. Нижненадымский мегапрогиб является наиболее прогнутой частью новейшей Надым-Тазовской впадины. Суммарные амплитуды неотектонических деформаций колеблются от -75 до 50 м;

2. Медвежье-Нерутинская структурная ступень осложнена впадинами и поднятиями второго порядка с амплитудами неотектонических движений 100–125 м. Суммарные амплитуды неотектонических движений во впадинах составляют не более 25 м, в пределах поднятий – около 125 м;

3. Ямбургско-Уренгойский выступ существенно приподнят по сравнению с примыкающими к нему с юга-запада и востока депрессиями. Разница неотектонических деформаций – около 100 м, а значения суммарных амплитуд неотектонических движений – 75–175 м;

4. Большехетская впадина характеризуется изометричными очертаниями. Амплитуды неотектонических движений составляют 50 м в центральных частях структуры, а на периферии – 150 м;

5. Хетско-Толькинская структурная ступень граничит на юге с Сибирско-Увальской грядой. Суммарные амплитуды новейших тектонических движений здесь 50–100 м;

6. Пурский мегапрогиб имеет суммарные амплитуды тектонических движений в центральной его части около 50 м, на периферийных участках до 100 м;

7. Часельский мегавал является наиболее крупной линейной структурой, осложняющей Надым-Тазовскую впадину. Максимальные суммарные амплитуды новейших поднятий в осевой зоне достигают 275–300 м, на бортах – 50–100 м;

8. Тазовская структурная ступень в неотектоническом плане имеет сложное строение. Центральная, наиболее приподнятая, часть характеризуется суммарными амплитудами тектонических движений до 250 м. Западные районы, пограничные с Часельским мегавалом, относительно опущены.

V. Елогуйско-Пакулихинская моноклиналь вытянута в субмеридиональном направлении севернее Сибирско-Увальской новейшей гряды и расположена на левобережье р.Енисей. Северная граница моноклинали проводится по смене ориентировки структур с северо-восточного направления на субмеридиональное. Суммарные амплитуды поднятий в пределах положительных элементов варьируют от 150 до 250 м, в пределах отрицательных – от 0 до -100 м. В пределах моноклинали выделяются следующие структуры первого порядка:

1. Маковско-Соленинское валообразное поднятие характеризуется суммарными амплитудами неотектонических движений 200–250 м. Структура приподнята над пограничной частью Надым-Тазовской впадины на 100–150 м, а над примыкающей к ней северной частью Елогуйского прогиба на 300 м;

2. Туруханско-Енисейский прогиб – наиболее крупный неотектонический элемент Елогуйско-Пакулихинской структурной ступени. В центральной части прогиба суммарные амплитуды тектонических движений достигают значений $-50 \div -150$ м;

3. Верхнехудосейское поднятие расположено в междуречье рек Таз и Турухан и имеет расплывчатые контуры. Сводовая его часть характеризуется амплитудами новейших поднятий около 200–250 м, а периферийные – 150–200 м.

В течение новейшего этапа тектонического развития территории активизировались эрозионно-денудационные процессы, которые привели к частичному уничтожению ранее сформировавшихся мел-палеогеновых отложений. Установлено, что наиболее древние отложения, подвергшиеся размыву, имеют сеноманский возраст, а наиболее молодые – миоцен-плиоценовый. В четвертичное время процессы экзорации в основном были обусловлены деятельностью ледников.

М.К. Данукалова¹

Поздневолжский-ранненеокомовый турбидитовый бассейн форланда: новый тектонический элемент на шельфе моря Лаптевых

Остров Столбовой расположен в море Лаптевых и входит в состав южной (Ляховской) группы островов архипелага Новосибирские остро-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ва. Его геологическое строение (особенно, в южной части) до недавнего времени являлось слабоизученным. Много споров вызывает тектоническая приуроченность района. С.С. Драчев [1] считает, что остров лежит на продолжении верхоянского комплекса, и проводит Южно-Ануйскую сутуру к востоку от него. По Л.П. Зоненшайну [2], о-в Столбовой принадлежит Чукотской складчатой системе, а Южно-Ануйская сутура прослеживается к югу от него. Для подробного геологического изучения о-ва Столбовой и выяснения его тектонической природы летом 2007 г. нами были проведены полевые работы в южной половине острова. Результаты осуществленных исследований представлены в докладе.

Разрез о-ва Столбовой сложен верхнеюрскими – нижнемеловыми дистальными турбидитами с преобладанием песчаных фаций. Толща представлена незакономерным чередованием трех основных разновидностей пород: 1) мощных пластов светлых песчаников, преимущественно среднезернистых, часто состоящих из нескольких амальгамированных пластов общей мощностью от 50 см до нескольких метров (иногда первых десятков); 2) темно-серых плохосортированных глинистых песчаников, часто переходящих в диамикиты с обломками аргиллитов; мощность пластов измеряется дециметрами; 3) темно-серых до черных аргиллитов, слагающих обычно верхние части турбидитовых ритмов, где их мощность измеряется сантиметрами, иногда образующих самостоятельные пачки мощностью до нескольких метров, в которых присутствуют редкие прослои песчаников и алевролитов. Также встречаются сложноперемятые пласты со складками оползания. В маломощных горизонтах алевролитов и песчаников в составе тонкообломочных пачек широко представлена рябь течений. Возраст отложений определен по фауне бухий В.А. Захаровым как верхневолжский подъярус – нижний валанжин. Общая мощность столбовского турбидитового комплекса на исследованной части острова составляет 1200 м.

Мезозойские отложения в южной части острова образуют пологую мульдообразную синклиналь, ось которой вытянута вдоль острова. Шарнир складки полого погружается на юго-восток. Этот главный структурный элемент осложнен брахиформными синклиналями и антиклиналями второго порядка, в результате чего простижение пластов меняется в широких пределах. Оси осложняющих складок также вытянуты в северо-западном направлении. Углы падения пластов на крыльях пологие, обычно 5–20°, в редких случаях до 40°. Разрывные нарушения повсеместны, большей частью представлены крутыми сбросами и взбросами, образующими две системы ССЗ-ЮЮВ и ЗЮЗ-ВСВ простирации. Угол падения смесятеля обычно меняется от вертикального до 75°. Преобладают малоамплитудные нарушения (до нескольких метров).

Судя по корреляции пластов на крыльях или по отсутствию корреляции, единичные разломы имеют амплитуду, вероятно, до нескольких десятков метров. Структура нарушена также редкими надвигами, имеющими преимущественно северо-западное простиранье. Они образуют эшелонированную систему и по простираннию затухают. Сместитель во всех случаях падает на СВ под углом 25–60°.

В целом в районе исследований выделяются 3 этапа деформаций. На первом этапе (начало позднего неокома) в обстановке сжатия во время Анюйской орогении были сформированы две почти ортогональные системы трещин скальвания (ЗЮЗ и ССЗ простирания), синхронно формировались складчатые дислокации. На втором этапе (вероятно, конец позднего неокома) происходило надвигообразование, причем поле напряжений развернулось на 20° к востоку. Не ранее конца апта в обстановке рас-tяжения по сформированным трещинам образовались сбросы.

При изучении седиментационных особенностей мезозойских турбидитов особое внимание нами было удалено замерам ориентировки директивных структур, таких как складки оползания, подошвенные знаки (следы волочения, знаки нагрузки, борозды течения), знаки ряби подводных течений. Массовые замеры были проведены для часто встречаемых знаков ряби и следов волочения. В целом директивные подошвенные знаки указывают на то, что оползание происходило с юга–юго-запада на север–северо-восток, и столбовский турбидитовый бассейн имел субширотное простиранье. Для ряби течений среднее направление по результатам 427 замеров составляет 56,5°. В большинстве обнажений, где измерялись одновременно следы волочения и рябь, они были ориентированы обычно по-разному, но эта разница не достигала 90°, в среднем 40–60°. Такая разница в направлениях вызвана, скорее всего, тем, что знаки ряби фиксируют вдольсклоновое отклонение от курса дистальных шлейфов истощенных турбидных потоков.

По петрографическому составу столбовские песчаники близки к аркозам (светлые, средне- и крупнозернистые, слагающие мощные пласти) и грауваккам (десиметровые темно-серые глинистые прослои), в обоих типах присутствуют литокласти (алевролиты, аргиллиты, кремни, мусковит-серийцитовые и зеленые сланцы, кварциты, вулканиты основного состава). Из акцессорных минералов в шлифах встречаются циркон, эпидот, гранат, роговая обманка, турмалин. Обломки остроугольные и слабоокатанные; калиевые полевые шпаты нередко сохраняют микроклиновую решетку или перититовую структуру, иногда присутствует свежий биотит. Это указывает на короткую транспортировку и незрелость осадка.



Контур предполагаемого бассейна, заполненного верхневолжско-нижневаланжинскими турбидитами

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Турбидитовый комплекс, слагающий о-в Столбовой, сходен с отложениями, развитыми на островах Большой и Малый Ляховский [3] и, вероятно, на значительной части шельфа моря Лаптевых. Мы предполагаем, что его накопление происходило в передовом прогибе, возникшем на южной окраине Новосибирско-Чукотского микроконтинента во время Анюйской орогении в конце волжского века – раннем неокоме (рисунок).

2. Ороген, питающей бассейн кластикой, располагался к югу – юго-западу от о. Столбовой, на что указывает ориентировка директивных подошвенных знаков. Размываемый ороген располагался вблизи от бассейна осадконакопления.

Работа поддержана программой № 14 ОНЗ РАН.

Литература

1. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–76.

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

3. Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., Шатиро М.Н., Замжицкий О.Е. Синкоглиссационные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 33–53.

В.А. Друщиц¹

Гипсометрическое положение морских средневалдайских образований в Арктике и Субарктике

В различных прибрежных районах Мирового океана имеются следы средневалдайской трансгрессии, которые датируются от 50 до 25 т.л. Отложения этой трансгрессии располагаются на разных уровнях, как в прибрежной области, так и на дне океана. Существование этой трансгрессии на акватории как Баренцева моря, так и всего арктического побережья России подтверждается и исследованиями П.А. Каплина, А.О. Селиванова [1]. По их данным в средний валдай была сформирована 30–50-метровая морская терраса на востоке Печорской низменности и в Большеземельской тундре. Для Карского моря, по их мнению, уровень каргинской трансгрессии был близок к современному или несколько ниже. Каргинская терраса прекрасно выражена в рельефе, имеет ровную, почти плоскую поверхность, не несущую на себе никаких следов воздействия ледниковых покровов. Процесс морского осадконакопления в ее пределах без перерыва сменился озерно-лагунным, затем озерным и завершился торфонакоплением [2].

В Баренцевом море морские террасы этого времени фиксируются на современных абсолютных отметках 20–35 м – на п-ове Канин, 160–200, 110–140 (датирован около 40 т.л.) и 80–100 м на Новой Земле, 20–25 м на о-ве Вайгач и около 20 м на о-ве Колгуев и Печорской низменности. Южнее морские террасы сменяются аллювиальными (вторая надпойменная терраса в долинах крупных рек высотой 20–30 м) [3]. В разрезах Васьянский конь, Хонгурей, Шапкина гора вскрываются аллювиальные, озерные и озерно-ледниковые отложения, датировки прослоев торфа в них показывают возраст от 25 до 44 т.л. [4, 5]. Средневалдайская морская трансгрессия (онежская, беломорская) наиболее широко распространялась в южной и восточной частях Белого моря, преимущественно

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

в Онежском и Двинском заливах, а также в бассейнах впадающих в них рек. Обычно прибрежно-морские песчаные отложения беломорской трансгрессии залегают на отметках от -15 до +40 м, реже до +60 м, иногда перекрываая отложения микулинской трансгрессии. Характерно, что на карельском побережье Белого моря и в прилегающих районах Финляндии ранне- и средневалдайские отложения выше современного уровня имеют обычно континентальный характер [1].

В Карском море, на Северной Земле, террасовидные поверхности каргинского возраста располагаются на высотах от 15–17 до 80–85 м и датируются по ^{14}C от 43 до 25 тыс. л.н. Детальные исследования разрезов Нижней и Средней Оби [7] обнаружили суглинки с прослойями торфа каргинского возраста. Датировки торфяников имеют возраст от 27 до более 60 т.л. В интервале от 28 до 46 т.л. зафиксировано три потепления и два похолодания.

В низовьях Енисея и на северо-западе Таймыра морские каргинские отложения формируют террасовый комплекс высотой от 25–30 до 40–60 м, а в центральной части гор Бырранга — до 170–220 м. Их возраст по ^{14}C изменяется от 30–23 до 55–50 тыс. л.н. Был определен абсолютный возраст по раковинам фораминифер в северной части Таймыра, в долинах рек Каменная и Нижняя Таймыра. Абсолютные высоты изученных разрезов составляют 10–20 и 56–58 м, соответственно. Радиоуглеродные даты фораминифер из этих морских разрезов 39000 ± 1100 и 31300 ± 410 [6].

На п-ове Ямал обнаружены слоистые пески, супеси, суглинки и торфяники с фауной морских моллюсков и фораминифер, которые слагают 12–25-метровую террасовидную поверхность. Их радиоуглеродные датировки составляют от 44,9 до 22,7 тыс. лет. Это позволяет сопоставить данную поверхность с каргинским временем, что подтверждается также спорово-пыльцевыми данными [1].

Современные исследования побережья моря Лаптевых обнаруживают континентальный генезис (едома) отложений средневалдайского возраста [8].

На побережье Чукотского моря морские отложения валькатленской (средневалдайской) террасы располагаются на отметках 20–30, иногда до 30–35 м, а на мысе Дионисия — на 50–60 м (возраст от 38 до 27 т.л.). Полагается, что валькатленская трансгрессия имела две фазы, с длительным понижением уровня между ними. Вероятно, что уровень во вторую фазу мог достигать лишь $-28 \div -33$ м [1].

В последнее время возникла дискуссия об отсутствии четких критериев для разделения морских трансгрессивных толщ микулинского (казанцевского) и средневалдайского (каргинского) возраста. Предполагается, что большая часть датировок морских межледниковых отложений относится к первому поздненеоплейстоценовому потеплению [7, 9]. Нет

четкой согласованности между данными по генезису, возрасту и абсолютными отметками для казанцевской и каргинской террасы. Приведенные выше данные об абсолютных отметках морских террас, сопровождаемые возрастными датировками, показывают, что действительно существуют большие различия в гипсометрическом положении средневалдайских образований. Первое, на что стоит обратить внимание, – это генетическая характеристика отложений. В материковой части эти отложения принадлежат, как правило, к аллювиальным или аллювиально-дельтовым типам [4], реже – к прибрежно-морским осадкам. Морской генезис средневалдайских отложений наиболее четко определяется в обнажениях современной островной суши, а также в разрезах, расположенных в нижних течениях рек. Второе – это неотектоника местоположения исследуемого разреза. Самые высокие абсолютные отметки имеют террасы, расположенные в зоне поднятий (о-в Колгуев, Новая Земля, п-ов Таймыр, Дежневское поднятие). Палеотемпературные реконструкции, проведенные для Северной Европы, выявили, что в пределах ИКС3 выделяются две фазы: ИКС3 холодная и ИКС3 теплая. Холодная фаза имела климатические условия, подобные последнему ледниковому максимуму, но была очень короткой. Столь короткой (несколько десятилетий), что эта фаза никак не могла быть зафиксирована с помощью ИКС-хронологии [10]. Все средневалдайское время характеризовалось достаточно низкими температурами, типичными для перигляциальных условий. Из приведенных материалов следует, что средневалдайская трансгрессия была весьма скромной, она не достигала современного уровня, имела ингрессионный характер. Ненарушенные залегания морских отложений этого возраста расположены в нижних течениях рек. Островные и береговые разрезы, содержащие собственно морские образования этого возраста, в настоящее время достаточно высоко подняты. Расчеты показывают, что скорости смещения вверх этих образований могут меняться от 0,1 до 1 см/год в зависимости от структурной принадлежности.

Литература

1. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменение уровней морей России и развитие берегов. М.: ГЕОС. 299 с.
2. Данилов И.Д. Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое. Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 48–58.
3. Авенариус И.Г., Репкина Т.Ю. Эволюция природной среды Печороморского региона в позднем неоплейстоцене – голоцене по геоморфологическим данным // «Квартер-2005» – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.) / Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН: Геопринт, 2005. С. 7–8.

4. Лаврушин Ю.А., Эпстейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов) // Бюл. Комис. по изуч. Четвертич. периода РАН. 2001. № 64. С. 35–60.
5. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., 2005. С. 222.
6. Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К. и др. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // ДАН. 2008. Т. 421, № 6. С. 795–797.
7. Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Паухин С.А. и др. Применение усовершенствованных вариантов ^{14}C и $^{230}\text{Th/U}$ методов для обоснования хронологии позднеплейстоценовых отложений Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Москва, 7–9 ноября 2007 г. М.: ГЕОС, 2007. С. 18–19.
8. Сергиенко А.И., Зигерт К., Белолюбский И.Н. и др. Новые данные по стратиграфии едомных отложений прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7–9 ноября 2007 г. М.: ГЕОС, 2007. С. 374–377.
9. Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, №11. С. 1207–1220.
10. Van Huissteden Ko, Vandenberghe J., Pollard D. Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results // J. Quatern. Sci. 2003. V. 18. P. 453–464.

Н.Н. Дунаев¹

Дефиниция как один из важнейших критериев при делimitации Арктики

Исследования природного объекта будут всегда более продуктивны, если исходить из его определения, отражающего наиболее важные или яркие аспекты состояния, происхождения и развития. Еще мыслители глубокой древности утверждали, что *без отчетливой дефиниции нет науки*, а позднее Р.Декарт (1596–1650) и Р.Тагор (1861–1941) призывали уточнять понятия, чтобы избавить мир от заблуждений. Эти мысли усиливает А.Лавуазье (1743–1794), напоминающий о том, что как бы ни были достоверны факты и правильны на их основе представления, они будут восприниматься ошибочно без точных выражений для их переда-

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

чи, и поддерживает А.Пуанкаре (1854–1912), по мнению которого удачное наполнение термина позволяет проследить совсем неочевидные связи, полнее увидеть характер явления и др. В последние годы дефиниция все больше приобретает практическую и политическую актуальность, что особенно наглядно проявляется при межгосударственном разграничении территорий.

К настоящему времени геолого-геоморфологическая и физико-географическая понятийно-терминологическая база в целом и применительно к высоким широтам в частности во многом дискуссионна. Судя по публикациям, утрачивается определенность даже в отношении важнейших понятий, что ведет к терминологической запущенности. Прежде всего это относится к таким терминам, как «Арктика», «шельф» и к понятиям, касающихся зоны сопряжения суши–море. Поэтому не случайно, что на одном из заседаний Правительства РФ в сентябре 2008 г. Президент РФ Д.А. Медведев заявил о необходимости уточнения южной границы Арктики применительно к России.

Автору известно несколько определений термина «Арктика» и предложений по изменению изначального содержания термина «шельф», включая экономический и юридический подходы, а также разные трактовки таких понятий, как «полярная область», «побережье», «береговая зона», «прибрежная зона» и др. Отдавая должное предшественникам, считаю актуальной дальнейшую разработку указанных определений. Так, полагаю, что при обосновании понятия «Арктика» следует исходить из величины падающей на Землю Солнечной радиации как основы функционирования экзогенных процессов, характера и масштаба их проявления. Даже наиболее серьезные политические потрясения при жизни нашего поколения были подчинены 11-летней изменчивости падающего на Землю потока Солнечной энергии [1]. Поскольку экзогенные процессы резко меняются при переходе от акватории к суше, предлагаю обозначить термином «Арктика» территорию вокруг Северного полюса, проводя ее границу с учетом зонального распределения потока поступающей на Землю Солнечной энергии, взяв за основу ее среднюю региональную величину $20 \text{ эрг}/\text{см}^2/\text{мин}$. На местности эта граница практически будет соответствовать генеральным очертаниям морской береговой линии и ее положение всегда легко определится вне зависимости от колебаний уровня Северного Ледовитого океана. Южнее расположенную зону до границы, где Солнечная энергия обеспечивает среднеиюльскую (как наиболее жаркого месяца) температуру приземного воздуха $+10^\circ\text{C}$, считать Субарктикой, что примерно совпадает с 50° с.ш. и южной границей тундровой зоны. Область севернее границы среднеиюльской температуры $+5^\circ\text{C}$ как нижнего рубежа постоянного существования теплокровной

млекопитающей наземной жизни признать Крайним севером, а подзону в пределах указанных среднениольских изотерм можно обозначить как территорию, экономически приравненную к Крайнему северу. В таком случае область севернее Северного Полярного круга отразит только понятие «Заполярье», а не еще и Крайнего севера, как это принято в настоящее время. Не исключено также использование таких устоявшихся терминов, как Предполярье – область между 50° и 70° с.ш. и Приполярье – пространство севернее 70°с. ш.

Термин «шельф» ввел в научную литературу в 1887 г. преподаватель географии в колледже г. Эдинбурга 26-летний Хью Роберт Милл, когда в июле–августе этого года он на небольшом судне участвовал в гидрологических исследованиях, проводимых по заданию Дж. Меррея западнее о-ва Льюис архипелага Внешние Гибридские острова. В процессе работ он заметил, что поверхность морского дна выровнена и слабо наклонена к океану, а с глубины около 100 фатомов резко обрывается к абиссали. Основным результатом этих работ, по его мнению, было дополнение географического словаря новым термином «континентальный шельф»: ...the term *Continental shelf* to designate the chamfered edge of the continental slope, as it rises from oceanic depths to within reach of wave action [2]. Впоследствии с вовлечением специалистов разных областей знания в исследования сопредельных территорий в системе суши–море в этот термин стали вкладывать дополнительное содержание (юридическое, экономическое и др.) или обозначать иное пространство морских акваторий вплоть до внешней границы континентальной окраины, а иногда включая часть пограничной суши, что создает затруднения в восприятии связанных с ним проблем и явлений.

Уважая приоритет, автор считает актуальным дальнейшую разработку понятия «шельф» и, следуя комплексному океанологическому подходу и рекомендациям Конвенции ООН (а, б, в) [3], предлагает обозначать этим термином *прилегающую к суше равнинно-отлогую гетерогенную разновозрастную часть дна Мирового океана, характеризующуюся автономным уровнем организации и проявления экзогенных процессов, простирающуюся от береговой линии до перегиба поверхности дна к батиально-абиссальным глубинам соответствующих акваторий.*

Граница резкого изменения экзогенных процессов примерно совпадает со средней глубиной таких перегибов (-132 м). В тех редких случаях, когда перегиб поверхности дна происходит на больших глубинах и подобные изменения происходят до него (например, прекращение неритового осадконакопления и морфолитогенеза, развития светофильного фитобентоса и другие статистически значимые явления), область мористее их границы до такого перегиба можно бы выделять как *аваншельф*.

фовую, а расположенную выше как *арьершельфовую* (арьер – фр. «сзади») и более не считать аваншельф синонимом краевого плато, являющегося элементом континентального склона и имеющего сугубо тектоническую природу. Принимая перепады равнинного рельефа до 100 м, можно бы говорить о *парашельфе* в случае повышенной расчлененности рельефа дна, соизмеримой или превышающей среднюю глубину края этой морской зоны. По особенностям рельефа и гидродинамики шельфы можно рассматривать как полнопрофильные (*ортосельфы*), когда в их пределах выделяются внешняя (нижняя), средняя и внутренняя (верхняя) зоны, и редуцированные, когда отчетливая идентификация средней зоны затруднена, либо весь шельф представлен, по сути, лишь верхней зоной. Последнее отражает либо стадию деградации шельфа, либо его зарождение. В таких случаях можно бы говорить о *гемишельфе*, уточнив одно из этих состояний: *декресивный* (лат. *Decrescere* – «сокращать») или *эмбриональный*.

Понятие «морская береговая зона» (МБЗ) – (*coastal zone*) автор распространяет на территорию сопряжения суши и моря, в пределах которой *формируется морской берег* в результате *непосредственного энергомассообмена* между акваторией и прилегающей сушей под влиянием ветровых морских волн как наиболее заметного на глобальном уровне *экзогенного фактора* ее эволюции. При этом термин «морской берег» (*shore*), как и *береговая линия* (*shore line*), принимается по справочнику [4]. Для сравнения приведу определение Г.А. Сафьянова [5]: «*МБЗ – зона максимального механического воздействия движущейся воды, осадков и неподвижного дна и биогенных, хемогенных и фазовых превращений вещества придонного слоя воды, осадков и неподвижного дна в области мелководья океана. Границы МБЗ должны быть установлены по величине градиента взаимодействия или градиента характерных превращений вдоль поверхности дна*».

Местоположение верхней границы зоны обычно не вызывает большой дискуссии и в зависимости от конкретных условий очерчится линией максимального заплеска прибойного волнового потока, либо бровкой активного клифа или тыловым швом современной морской террасы. Ее нижняя граница обозначается инструментально регистрируемой дальностью выноса в акваторию твердых частиц формируемого берега вследствие суммирования горизонтальной составляющей их орбитального движения в волновом потоке и компенсационных волновых противотечений, обусловленных штормовыми волнами данной обеспеченности. Эта граница в первом приближении соответствует контуру замыкания пространства с наиболее активным обменом веществом между берегом и акваторией. Глубина воды, где происходит замыкание контура, при-

мерно соответствует удвоенной высоте таких волн, а ее максимальное значение приближенно совпадает с удвоенной высотой волн наиболее сильного шторма, фиксируемого раз в году [6]. Под воздействием волн в пределах контура происходит скульптурная деформация подводной поверхности, амплитуда которой по мере удаления от берега постепенно затухает и ее максимальное значение у мористого края контура становится сопоставимым с погрешностью промера, которая, исходя из практики инженерных работ, в мелко- и тонкодисперсных грунтах не превышает 5–10 см. Существующие определения нижней границы по появлению илов, по бровке или подножию подводного берегового склона (ПБС) и т.п. представляются менее корректными, поскольку эти явления не связаны *непосредственно* с современными особенностями формирования берега, будучи обусловленными либо вторичными процессами энергомассообмена и перемещения осадочного материала, либо начавшей формироваться намного раньше *площадкой* будущей морской террасы, либо ступени, которые, по сути, отождествляют с ПБС. Представляется целесообразным выделение наряду с береговыми зонами низких (экваториально-тропических), умеренных и высоких географических широт особого *приполярного* типа МБЗ, которая развивается не столько под воздействием повсеместно распространенного морского волнения, сколько при активном и чаще всего преобладающем участии сугубо региональных, порой азональных, факторов. В их числе важнейшее значение имеют новейшая тектоника и неволновые экзогенные процессы, контролируемые сроками формирования и разрушения ледового припая, интенсивностью подвижек выводных ледников и снежных масс и др. Данный тип МБЗ можно подразделить на подтипы: арктический и антарктический, различающихся спектром экзогенных процессов, в целом, более широким в первом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64253-а.

Литература

1. Биофизика. 1998. №5. С. 759.
2. *Mill H.R. An Autobiography*. L.: Longmans–Green and Co, 1951. 224 pp.
3. Мировой океан и международное право. М.: Наука, 1986. 296 с.
4. Морская геоморфология: Терминологический справочник. М.: Мысль, 1980. 280 с.
5. *Сафьянов Г.А.* Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 263 с.
6. *Леонтьев И.О.* Прогнозирование эволюции берегов на основе морфодинамического моделирования // Океанология. 2006. Т. 46, № 4. С. 603–611.

Морские бассейны в Беломорской котловине

Беломорский водоем подразделяется на три составляющие: Бассейн – основную часть моря с Кандалакшским, Онежским и Северодвинским заливами, Воронку с Мезенским заливом и расположенный между Бассейном и Воронкой узкий пролив – Горло Белого моря. Наиболее вероятно, что Беломорская котловина, вмещающая Бассейн Белого моря, образовалась непосредственно перед или в самом начале микулинского межледниковоья, поскольку отложения этого межледниковоья являются наиболее древними из обнаруженных в котловине морских образований.

Комплексные исследования автора показали, что подморенные морские осадки, развитые в восточной части Кольского полуострова на побережье Белого моря, представлены двумя толщами, разделенными поверхностью размыва. Нижняя и верхняя толщи названы понойскими и стрельнинскими слоями по расположению наиболее представительных разрезов [1].

Понойские слои содержат в большом количестве раковины морских моллюсков, фораминиферы и диатомеи совместно с пыльцой и спорами. Судя по палеонтологической характеристике, понойские слои начали формироваться в суровых климатических условиях. Однако уже в начальный этап регрессии климатическая обстановка стала более благоприятной, чем современная, т.е. типично межледниковой. Во время максимума трансгрессии уровень моря превышал современную отметку 150 м, а при последующей регрессии снизился как минимум до высоты порядка 10 м. Принадлежность понойских слоев к микулинскому (эмскому) межледниковою (морская изотопная стадия МИС 5е) установлена посредством датирования раковин морских моллюсков уран-иониевым методом [2, 3] и последующего датирования раковин и песка методами оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и электронного paramagnитного резонанса (ЭПР) [4–6].

Стрельнинские слои содержат существенно меньше палеонтологических остатков. Они сформировались в климатической обстановке более суровой, чем современная, и являются, следовательно, межстадиальными. В период максимума трансгрессии уровень моря превышал отметку в 70 м. Раковины морских моллюсков и вмещающие их осадки из стрельнинских слоев датированы методами ЭПР и ОСЛ [6]. Полученные возрасты порядка 80–100 тыс. лет назад отвечают раннему валдаю (МИС

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

5d-5a). Вместе с тем, два разреза, не отличающиеся по палеонтологическим характеристикам от прочих разрезов стрельнинских слоев, по результатам датирования оказались средневалдайскими с возрастом порядка 44–59 тыс. лет назад (МИС 3). Упомянутые датировки явно недостаточны для выделения новой (третьей) подморенной морской толщи, как это сделали О.П. Корсакова с соавторами [6]. Отметим, что ни один из методов датирования четвертичных отложений не позволяет определить их абсолютный возраст, причем по вполне объективным причинам. В природе имеет место фракционирование изотопов, и постоянство радиоактивности в местах захоронения осадков на протяжении всего времени их существования всего лишь постулируется, тогда как даже изменение влажности во времени оказывает существенное влияние на результаты анализов. Поэтому необходимо отказаться от примитивного выстраивания «стратиграфии» четвертичных отложений только по результатам датирования. Лишь комплексные исследования могут привести к положительным результатам [7].

Стрельнинские слои по палинологической характеристике сходны с озерными межстадиальными отложениями района Ковдорского интрузивного массива и осадками межстадиала мааселькя/перяпохъёла Северной Финляндии (МИС 5а), возраст которых, определенный радиоуглеродным методом, превышает соответственно 50 и 42 тыс. лет [8, 9]. При их формировании на окружающей равнине господствовала лесотундровая растительность. Это обстоятельство является серьезным аргументом в пользу сопоставления отложений упомянутых межстадиалов с отложениями межстадиала оддераде (МИС 5а), а не более молодых межстадиалов, осадки которых на южном фланге Скандинавского ледяного щита характеризуются тундровой растительностью [10].

По результатам комплексных же исследований самый молодой морской водоем, существующий поныне в Беломорской котловине, начал формироваться в завершающий этап поздневалдайского оледенения в суровых климатических условиях. В конце аллера в Бассейн начали проникать морские воды. В позднем дриасе, в период между примерно 11 и 10 тыс. лет назад, развивалась позднеледниковая трансгрессия. В голоцене она сменилась регрессией, продолжающейся до сих пор [11].

Все перечисленные морские трансгрессии Беломорской котловины были гляциоэвстатическими, и все они начинались в суровых климатических обстановках позднеледниковых. Однако фауны, типичные для этих обстановок (разнообразные ледниково-морские осадки), обнаружены только в основании разрезов отложений микулинской и позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессий, поскольку изученные разрезы расположены вблизи краевой зоны деградировавших ледников. В основании же от-

ложений стрельнинской трансгрессии эти фауны отсутствуют, так как краевая зона предшествовавшего ледникового покрова находилась на значительном удалении от исследованных разрезов стрельнинских слоев.

Работа выполнена в Геологическом институте Кольского научного центра РАН при поддержке программы ОНЗ РАН-14.

Литература

1. Евзеров В.Я., Гудина В.И. Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеонтологическая характеристика) // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 85–116.
2. Evzerov V.Ya., Koshechkin B.I. Kola peninsula till stratigraphy // Prospecting in areas of glaciated terrain. 1977. P. 30–33.
3. Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Евзеров В.Я. и др. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (по нойских слоев) на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 28–37.
4. Molodkov A., Yevzerov V. Boreal transgression in the White Sea basin: evidence from the Kola Peninsula // Abstract of Fourth Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop. Lund, Sweden, 7–10 April 2000. P. 24.
5. Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications // Boreas. 2004. V. 33. P. 123–131.
6. Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Докл РАН. 2004. Т. 398, № 2. С. 218–222.
7. Евзеров В.Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30/31. С. 172–178.
8. Евзеров В.Я., Каган Л. Я., Лебедева Р.М., Раимяэ Р.А. Разрез валдайских отложений в окрестностях города Ковдора (юго-западная часть Мурманской области) // Геология и полезные ископаемые мезо-кайнозойских образований Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР, 1980. С. 112–125.
9. Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // Quatern. Sci. Rev. 2000. V. 19. P. 1605–1623.
10. Hammens T. Van Der, Wijmstra T.A., Zagwijn W.H. The flora record of the Late Cenozoic of Europa // The Late Cenozoic glacial ages / K.K. Turekian (Ed.). 1971. P. 391–424.
11. Евзеров В.Я., Корсакова О.П., Колька В.В. История развития морских бассейнов в Беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода РАН. 2007. № 67. С. 54–66.

Современные процессы и глубинное строение Тихоокеанской окраины Антарктического полуострова

По геологическому строению Антарктический полуостров – один из пяти блоков в составе Западной Антарктиды, который своей фанерозойской историей отличается от Восточной Антарктиды, представляющей собой докембрийский кратон. Антарктический полуостров является самым крупным террейном Западной Антарктики, сыгравшим ключевую роль в ее истории при распаде суперконтинента Гондвана. До этого Антарктический полуостров был продолжением Южно-Американских Кордильер. До сих пор нет единого мнения о времени и месте формирования Антарктического блока, а также о его мезо-кайнозойской эволюции во времени и пространстве. Район Западной Антарктиды и прилегающей акватории моря Беллинсгаузена представляет собой уникальную геодинамическую лабораторию, где представлены современные процессы спрединга морского дна, субдукции и рифтогенеза континентальной окраины, сопровождающиеся активной магматической и вулканической деятельностью. Наиболее ярко эти процессы представлены вдоль Тихоокеанской окраины Антарктического полуострова в районе Южно-Шетландских островов. Расположенный вдоль северо-западной окраины островов глубоководный Южно-Шетландский желоб сформирован субдукцией океанической плиты Феникс под западную окраину Антарктического полуострова [1]. Поддвигание этой плиты осуществляется по двум трансформным разломам северо-западного простирания – Шеклтона и Херо, ограничивающим пролив Дрейка. Современная тектоническая активность подтверждается землетрясениями, зарегистрированными в районе разлома Шеклтона и Южно-Шетландского желоба и активной вулканической деятельностью в проливе Брансфилд.

Для изучения структуры коры Тихоокеанской окраины Антарктического полуострова в районе Южно-Шетландских островов и пролива Брансфилд были построены комплексные геофизические модели с использованием 2D гравитационного и магнитного моделирования по основным сейсмическим профилям. По спутниковым данным Тихоокеанская окраина Антарктического полуострова отмечается полосовыми гравитационными аномалиями в свободном воздухе [2]. Они представлены линейными минимумами, которыми фиксируется система глубоководных прогибов и желобов, амплитуда которых достигает -100 мГал

¹ Институт геофизики им. С.И. Субботина (ИГФ) НАНУ, Киев, Украина

в Южно-Шетландском желобе, и расположеными юго-восточнее полосами максимумов вдоль шельфа Антарктического полуострова с максимальными значениями аномалий более 100 мГал над Южно-Шетландскими островами. В магнитном поле Тихоокеанская окраина Антарктического полуострова также выделяется полосой интенсивных магнитных аномалий шириной около 120 км и амплитудой до 700 нТл [3]. Считается, что полосовые магнитные и гравитационные аномалии вызваны интрузивным комплексом большого количества plutонов и батолитов различного возраста и состава, формируя, таким образом, магматическую дугу континентальной окраины.

Глубинное сейсмическое зондирование, выполненное Польской академией наук по серии профилей длиной 200–300 км на шельфе Антарктического полуострова [4], позволило изучить строение коры Антарктического полуострова и его шельфа, которая относится к коре континентального типа мощностью 35–40 км с несколько повышенными скоростями по всей мощности коры, особенно в нижней ее части. Область перехода к океанической коре была изучена только одним профилем ГСЗ (профиль 17) в районе Южно-Шетландского желоба и пролива Брансфилд [5]. Сейсмическая модель по этому профилю показывает погружение субдуцирующей плиты Феникс под Южно-Шетландские острова. Считается, что резкое замедление субдукции здесь привело к формированию задугового бассейна пролива Брансфилд. Под проливом Брансфилд кора утоняется примерно до 30 км и характеризуется в целом высокими скоростями – скорости 6,7 км/с отмечаются с глубин 8 км, а 7,4–7,5 км/с – на глубинах 15 км [6].

Двумерное моделирование гравитационного и магнитного поля по сейсмическим профилям, пересекающим Тихоокеанскую окраину Антарктического полуострова в районе Южно-Шетландских островов и южнее, в районе о-ва Анверс, выявило новые особенности структуры коры, отсутствовавшие в скоростных моделях, и, что, особенно важно, позволило построить модель коры на гораздо большем протяжении, чем сам сейсмический профиль. Таким образом, комплексные геофизические модели, построенные для коры и самых верхов мантии Тихоокеанской окраины Антарктического полуострова, позволяют сделать следующие выводы.

1. Структура литосферы по линии профиля, пересекающего Тихоокеанскую окраину от моря Беллинсгаузена через о-в Анверс к Антарктическому полуострову, представляет собой пассивную континентальную окраину конвергентного типа.

2. Комплексная модель по профилю через пролив Дрейка – Южно-Шетландские острова – Антарктический полуостров характеризует

строение коры и верхней мантии как активной континентальной окраины с активными современными тектоническими процессами, связанными с субдукцией, которые привели к формированию глубокого Южно-Шетландского желоба и задугового бассейна пролива Брансфилд с современными процессами рифтогенеза и неовулканической активностью.

3. Отражением субдукционной активности являются интенсивные полосовые гравитационные и магнитные аномалии вдоль Антарктического полуострова и его шельфа, обусловленные крупными плутонами основных пород (габбро), внедрившимися в кору в результате частичного плавления верхней мантии – нижней коры при продвижении фронта субдукции в юго-восточном направлении.

4. Три основных блока коры Тихоокеанской окраины Антарктического полуострова – тонкой океанической, толстой континентальной и расположенной между ними в пределах шельфа аномальной коры переходного блока подстилаются верхней мантией разной плотности, изменяясь от $3,32 \text{ г}/\text{см}^3$ под континентальным блоком Антарктического полуострова до $3,21 \text{ г}/\text{см}^3$ в океаническом блоке. Самые низкие плотности ($3,18 \text{ г}/\text{см}^3$) характеризуют аномальную верхнюю мантию под Южно-Шетландскими островами и проливом Брансфилд, отражая, таким образом, ее температурную активизацию и деплетированность.

Литература

1. *Barker P.F.* The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions // *J. Geol. Soc., London.* 1982. V. 139. P. 787–801.
2. *McAdoo D., Laxon S.* Antarctic Tectonics: Constraints from an ERS-1 satellite marine gravity field // *Science.* 1997. V. 276. P. 556–560.
3. *Golynsky A.V., Morris P., Kovacs L.C., Ferris J.K.* A new magnetic map of the WeddellSea and the Antarctic Peninsula // *Tectonophysics.* 2002. V. 347. P. 3–11.
4. *Šroda P., Grad M., Guterch A.* Seismic models of the Earth's crustal structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula // *The Antarctic region: geological evolution and processes / C.A. Ricci (Ed.).* Siena: Terra Antarctica Publ., 1997. P. 685–689.
5. *Grad M., Guterch A., Janik T.* Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica // *Geophys. J. Intern.* 1993. V. 115. P. 586–600.
6. *Grad M., Shiobara H., Janik T. et al.* Crustal model of the Bransfield Rift, West Antarctica, from detailed OBS refraction experiments // *Geophys. J. Intern.* 1997. V. 130. P. 506–518.

Эскарпогенез как механизм формирования структуры хребта Ломоносова

Подводный хребет Ломоносова пересекает весь Ледовитый океан (СЛО), соединяя шельфовые моря Гренландии и Канады с таковыми Сибири в районе Новосибирских островов; глубины хребта около 1000–2000 м. Протяженность хребта около 1800 км. Хребет разделяет СЛО на две крупные впадины, Канадско-Сибирскую (Амеразийскую) и Гренландско-Европейскую (Евразийскую), с глубинами, достигающими 4000 и 5200 м [1]. Первая впадина, в свою очередь, представлена двумя разноглубинными котловинами: Канадской и сдвоенной Макарова–Подводников, которые разделены поднятиями хребтов Менделеева и Чукотского плато. Морфоструктура второй, меньшей впадины более простая. Две разноуглубленные ступени типа абиссальных равнин, котловины Нансена и Амундсена, разделены продольным глубинным сводом хребта Гаккеля, который возвышается на 1–2 км над дном котловин. Свод обладает многими признаками срединно-океанических хребтов. Основные события, определившие формирование Амеразийского бассейна, относятся к юрско-меловому времени; в этот период происходят прогибание обширных континентальных территорий СЛО, соответствующая морская трансгрессия и образование обширных плато типа траппов [9]. Временные соотношения этих процессов надежно не установлены.

Многие геологи считают хребет Гаккеля структурой спрединга, полагая, что здесь примерно 55–56 млн лет назад произошел полный разрыв континентальной коры, так что к настоящему времени ширина новообразованной океанской коры составила около 900 км (что равно суммарной ширине двух смежных котловин). Это решение соответствует концепции «плитовой тектоники» и распространяется и на образование всех других структур СЛО. Так ли это? Структуры СЛО в целом не похожи на таковые других океанов. Здесь нет признаков субдукции, но, с другой стороны, при пассивном характере окраин, ориентировка движений микроплит не совпадает с движением плиты Евразии от Атлантики к Тихому океану, нет и признаков скучивания коры; торцевые концы рифтовой системы хребта Гаккеля не имеют продолжения в континентальной части Евразии, а сама рифтовая система развита локально в Евразийской впадине. Карта аномального магнитного поля (см. Б.Ю. Глебовский и др. в: [7]) показывает, что спрединг СЛО ограничен лишь этим участком и

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

его действие возможно лишь в том случае, если мы не найдем другого объяснения для формирования полосовых магнитных аномалий. Возможно, однако, что они связаны с короблением, сморщиванием тонкой океанской коры.

Хотя глубокие впадины или котловины СЛО, действительно, имеют океаническое или субоceanическое строение, в равной мере очевидно, что структуры хребтов Менделеева и Ломоносова – субконтинентальные, это – реликты континентальной коры мощностью ≥ 25 км; на хребте Ломоносова под осадочным чехлом вскрыты комплексы каледонид. На поднятиях Амеразийского бассейна фундамент представляет собой кристаллическое платформенное основание при мощности чехла 5,0–5,5 км (см. В.А. Поселов и др. в: [7]). Другая, вполне убедительная версия образования этих структур сводится к действию процесса дискретного прогибания и преобразования континентальной коры СЛО [5, 6, 8], с образованием котловин и разграничающих их реликтов коры (эскарпов). Впадины, прогибаясь, втягивают на себя и наклоняют пограничные участки шельфов с продолжающими их низменностями в ограничениях Арктической геодепрессии; при длительном и интенсивном развитии впадины осложняются флексурами, ступенями, грабенами. Обычно такие проседания имеют асимметричный профиль [5]. Эскарпы – это ряд сочленений между неравномерно проседающими участками континентальной коры всевозможных форм и размеров. Хребты Ломоносова, Менделеева, Чукотского плато как раз являются примерами подобных эскарпов, отражающих разные времена и условия их оседания. Диагностические признаки эскарпов следующие [5]: эскарпы формируются сближенными бортами впадин; их морфология, амплитуды, падения поверхностей, возраст определяются проседаниями смежных впадин; под действием прогибания впадин эскарпы растягиваются, на их вершинах образуются трещины, вторичные мульды, линейные грабены; эти структуры – наиболее проницаемы для магмы и флюидов; на крыльях эскарпов часто развиваются гравигенные дислокации.

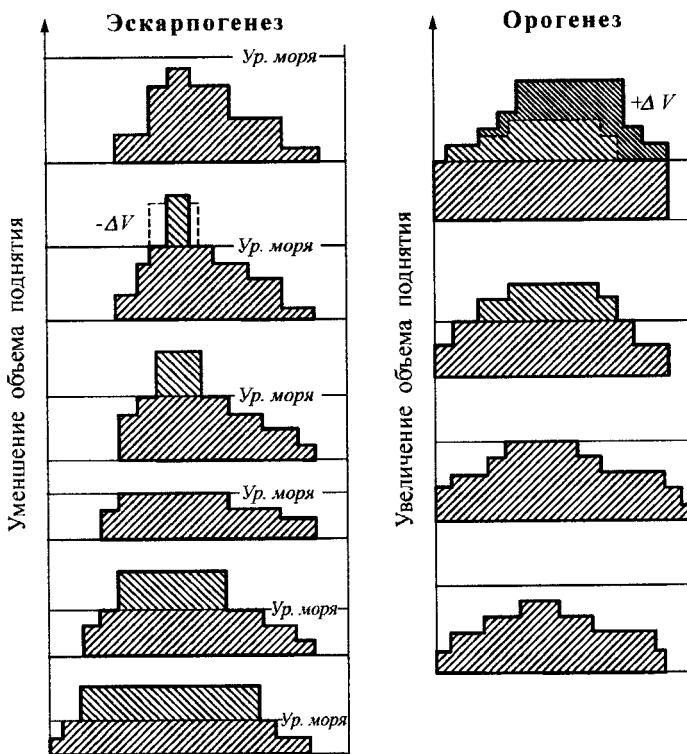
П.Е Оффман на примере Урала и двух смежных платформ детально рассмотрел роль оседаний поверхности Земли в связи с его формированием и эволюцией. Применительно к СЛО эту концепцию разрабатывают Ю.Е. Погребицкий и Л.В. Тараканов [6, 8]. Л.В. Тараканов [8] рассматривает названные хребты и плато СЛО как недоосевшие своды, а рифтовый хребет Гаккеля как новообразование, геологическую морщину, которая локализовала избыток оседающей сильно преобразованной коры, не уместившийся в кривизне ее меньшего радиуса. Заметим, что идея «невмещаемости» оседающего сегмента поверхности Земли ещё в 1922 г. высказана А.А. Павловым. Не исключено, что главные элементы

тонкокожей тектоники океанов вблизи зон спрединга определяются фактором ее малой мощности при относительно высокой температуре и пластичности. Известно, что при охлаждении коры и ее утолщении элементы морщинистости или «стиральной доски» в ее морфоструктуре утрачиваются.

Идея прогибания и океанизации коры, связанная с формированием глубоководных впадин, была использована при разработке новой концепции формирования островных дуг (далее ОД) по периферии Пацифики [2, 3]. При этом удалось решить парадокс, сформулированный по отношению к данной проблеме В.В. Белоусовым как «орогенез в условиях преимущественного опускания» территории или, иначе, орогенез ОД при преобладающем тафрогенном развитии впадин.

Историко-геологический, палеогеографический анализ показывает, что площадь и поперечник ОД, а, следовательно, и объем островного поднятия со временем постоянно уменьшается. ОД разделяется на продольные части, на ее месте формируются двойные дуги меньшего размера. Шельфы дуг опускаются на глубины авансельфов и далее, в область глубоководных впадин. Подобный процесс происходит не только со стороны задуговых бассейнов, но и с океанской стороны дуг в менее интенсивном виде. Внешние дуги являются показателем относительной стабильности океанской стороны дуг. Вклад вулканических процессов в общий объем островного поднятия по разным оценкам составляет не более 25–30 %; остальной объем приходится на более древний фундамент или консолидированное основание. Изучение поверхностей несогласий показывает, что тектонический процесс в целом имеет циклический характер. В периоды нисходящих движений поперечник ОД последовательно сокращается за счет обрушения продольных краевых частей ОД, а в периоды восходящих движений остаточная суша поднимается и террасируется. Таким образом, тектоническая эволюция ОД развивается под воздействием как обширных эпейрогенических, так и локальных контрастных глыбовых движений (рисунок).

Процесс эволюции ОД нельзя назвать орогенезом, при котором, как известно, объем поднятия непрерывно прирастает. В ОД, наоборот, объем поднятия в целом уменьшается, поскольку поднимается лишь остаточная суша. Островная дуга – это остаточная эпиконтинентальная суша или гигантский сдвоенный эскарп между расширяющимися и опускающимися смежными впадинами океана и задугового бассейна. Процесс формирования эскарпов назван эскарпогенезом [2]. Тождество эскарпогенеза и орогенеза, заключающееся в присутствии грубых моласс и некотором сходстве вулканических формаций, не является контраргументом, поскольку характеризует лишь отдельные стадии процессов. Цельные эволюцион-



Принципиальные различия между морфоструктурами эскарпогенеза и орогенеза

Поднятия выше уровня моря изображены правосторонней штриховкой. Показаны стадии эволюции поднятий: прирастание поднятий ($+ΔV$) и формирование горной страны при орогенезе и убывание объема поднятий ($-ΔV$), вплоть до формирования подводных остаточных гряд при эскарпогенезе. В левой колонке показана стадия (третья снизу) на время формирования поверхности абразионного выравнивания.

В различных ОД наблюдаются две–три такие стадии

ные серии осадочных формаций в том и другом процессах (и в геологических разрезах) резко различаются: при эскарпогенезе мелководные осадки будут сменяться глубоководными, при орогенезе – наоборот.

Эскарпогенез, в противоположность орогенезу, приводит к уменьшению объема континентальной коры, сходному с океанизацией. Океанизация протекает, однако, не в самой ОД, а в тыловой впадине, когда все новые части этой ОД оказываются вовлечеными в прогибание. Эскарпогенез отличается от орогенеза по их конечному результату: в первом случае это – исчезновение поднятий, погружение ОД под уровень моря,

во втором – формирование горной страны. Таким образом, в эволюции ОД можно наметить последовательный ряд от энсиалических к энсиматическим ОД, в том числе, – к погребенным под уровень моря, типа Кюсю-Палау в Филиппинском море [3]. Энсиматические ОД имеют постепенные переходы к «исчезающим» дугам или остаточным поднятиям в областях глубокого прогибания коры. Подобными структурами, или деградирующими ОД, являются подводные хребты Западно-Марианский, Норфолк, Колвилл-Лау, Три-Кинг, подводные горы Беата и Авес в Карибском море, хребет Ширшова в Беринговом море и др. (по Н.А. Богданову, 1988 г.). Эволюция этих структур близка по своему типу к эволюции эскарпов СЛО. Вовсе не обязательно, чтобы исчезающая островная суши проходила стадию высокой вулканической активности, однако во всех подобных структурах происходит процесс физико-химического перерождения континентальной коры.

В заключение сформулирую несколько общих положений, связанных с концепцией дискретного уплотнения литосферы Земли [5, 6, 8]. «Слои (пород) покрывают всю Землю и образуются они непрестанно, от начала архея до наших дней. Слои – источник познания природы земной коры... Первое и, самое главное, о чем говорят слои – о проседаниях поверхности Земли» [5, с. 183]. Прогибания – универсальный механизм тектогенеза. Различаются лишь время, формы и размеры прогибаний и остаточных возвышенностей. Эти возвышенности сами состоят из какого-то числа прогибов. Смена во времени и в пространстве областей накопления–прогибаний и составляет достоверно документируемую геологическую историю. Эффективное прогибание, по-видимому, проявилось, начиная с рифея. Прогибания поверхности литосферы вызывают региональные и локальные трансгрессии, привязанные к синхронным уровням океана. Прогибание компенсирует дискретное уплотнение вещества тектоносферы, изменения тем самым фигуру и лик Земли, определяя, в конечном счете, ротационный механизм планеты, палеогеографию поверхности, климат, зигзаги органической эволюции. Один из расчетов, предпринятых П.Е. Оффманом, показывает возможность сокращения радиуса Земли за счет уплотнения вещества на 10 км за 200 млн лет, что соответствует сокращению объема на 0,004%. Другое, качественное решение [4] предполагает, что суммарное сокращение радиуса за всю геологическую историю выражается величиной среднестатистической мощности земной коры, около 40 км.

Литература

1. Большая Советская Энциклопедия. Т. 38. М.: Сов. энциклопедия, 1956. С. 317–323.

2. Ермаков В.А. Образование и эволюция Курильской островной дуги // Результаты комплексного изучения тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 83–116.
3. Ермаков В.А. Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 3–18.
4. Ермаков В.А. Неповторяющаяся история остывающей Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 287–293. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 1).
5. Оффман П.Е., Буш Э.А. Фундаментальный и сопутствующий процессы формирования земной коры. М.: Недра, 1983. 188 с.
6. Погребицкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 3–17.
7. Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., 2002. 959 с.
8. Тараканов Л.В. Морфотектогенез Арктической геодепрессии, некоторые выводы и следствия // Геоморфология. 1983. № 1. С. 47–57.
9. Шипилов Э.В., Калякин Ю.В. Юрско-меловой магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: в 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 475–480. (Материалы XLI Тектонич. совещ.; Т. 2).

А.Забанбарк¹

Структурное строение и нефтегазоносность арктической части Северо-Американского континента

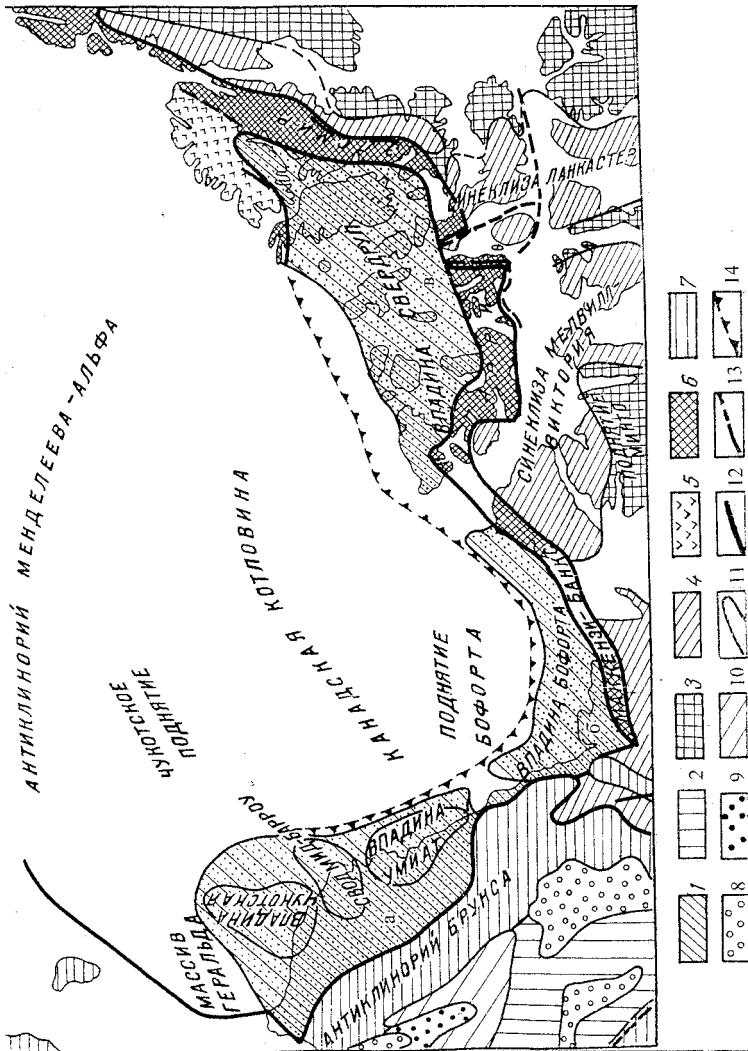
Возникновение и развитие Северного Ледовитого океана связано с Гипербoreйской платформой. Основные геотектонические элементы рассматриваемой территории представлены: гипербoreйской докембрийской платформой, складчатым поясом Франклина, северной частью докембрийской Канадской платформы и мезозойским складчатым поясом Канады и Аляски (рисунок) [1]. Гипербoreйская докембрийская платформа располагается в северной части Аляски, в пределах шельфа Северного Ледовитого океана и Чукотского моря. С севера и северо-востока перикратонное обрамление ограничено глубинными разломами, по которым, вероятно, произошло раскалывание Гипербoreйской платформы на Канадскую котловину, занимающую центральную часть этой платформы. Южным ограничением является хребет Брукса и его продолжение под водами Чукотского моря по направлению к о-ву Врангеля и далее на север, восточным – складчатый пояс Франклина (см. рисунок). Гипербoreйская платформа в домезойский период существовала как единый

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

АНТИКЛИНОРИЙ МЕНДЕЛЕЕВА - АЛЬФА

Схематическая тектоническая карта арктической части Северо-Американского континента.

1 — Гиперборейская платформа: краевые впадины, прогибы, нефтегазоносные бассейны; 2 — северного склона Аляски, б — моря Бофпорта, в — Свердловская группа; 3 — антиклиниорий Руби, 3 — докембрийский фундамент на дневной поверхности; 4 — синеклизы, впадины, периконтактные прогибы; 5 — раннепалеозойская складчатость — каледониды — складчатая область Северный Элсмир; 6 — позднепалеозойская складчатость — складчательный пояс Франклин; 7 — мезозойская складчатость; 8 — мезозойские впадины; 9 — поднятие Стиарт-Хога-ции; 10 — Анадырь-Сти-



границы нефтегазоносных бассейнов; 12 – границы древних платформ; 13 – основные глубинные разломы; 14 – гравитационная ступень

крупный геотектонический элемент [2]. Начиная с раннего мезозоя в результате дрейфа континентов эта древняя платформа раскалывается на отдельные блоки. Одни блоки платформы обнажены – Чукотское поднятие (массив Шатского), Гипербoreйская глыба, массив Геральда, другие покрыты осадочной толщой – Канадская котловина, впадина Свердрупа, впадина моря Бофорта и прогиб арктического склона Аляски.

В пределах Канадской котловины земная кора океанического типа, однако предполагаемая мощность развитой здесь осадочной толщи около 8–10 км. Четкие протяженные гравитационные ступени, видимо, отражают глубинные разломы, по которым раскалывалась Гипербoreйская платформа.

Западное и юго-западное перикратонные обрамления Гипербoreйской платформы располагаются в пределах прогиба арктического склона Аляски, который с севера и северо-востока ограничен глубинными разломами, с юга и востока – хребтом Брукса. Общая мощность фанерозойских образований в бассейне арктического склона Аляски достигает 7–8 км [5]. В пределах перикратонного опускания арктического склона Аляски можно выделить два относительно прогнутых участка – впадину Умиат на востоке и Чукотскую на западе, – разделенные поперечным поднятием Барроу-Мид. Вдоль северного склона антиклиниория Брукса протягивается предгорный прогиб Колвилл. Особенности строения впадин Умиат и Чукотской, время их заложения, история развития и состав выполняющих отложений достаточно близки. Глубина залегания фундамента в обеих впадинах превышает 5–8 км. Наиболее полно осадочный чехол вскрыт скважинами во впадине Умиат в связи с бурением в районе нефтегазового месторождения Прадхо-Бей. Однако наиболее глубокие скважины не вышли из каменноугольных отложений. Предгорный прогиб Колвилл – юрского времени заложения. Осадконакопление в его пределах продолжалось вплоть до позднего мела. За этот период накопились осадки преимущественно триасового и мелового возраста общей мощностью более 7 км. В настоящее время установлена нефтегазоносность каменноугольных, пермо-триасовых, нижнеюрских и нижнемеловых отложений. Извлекаемые запасы нефти оцениваются в 1,7–2,9 млрд т, газа – в 3,1–7,8 трлн м³. Прирост запасов нефти и газа ожидается также за счет открытый глубокозалегающих залежей в зоне поддвигов [6].

В пределах южной границы Гипербoreйской платформы располагается впадина моря Бофорта, которая на юге ограничена западным продолжением складчатого пояса Франклайн, зоной Банкс-Маккензи, а на севере – поднятием Бофорта, расположенным под водами Северного Ледовитого океана. На западе его граница проходит по склонам хребта Брукса и поднятия Мартин. Вскрытый разрез осадочного чехла пред-

ставлен терригенными отложениями юры, мела, палеогена и неогена. Его мощность увеличивается в северо-восточном направлении от п-ова Тактояктук в сторону моря Боффорта, где, по данным геофизики, она превышает 10 км. Столь интенсивное прогибание в этом районе происходило в кайнозое. В пределах впадины по гравиметрическим и сейсмическим данным, выявлено более 100 диапировых структур, являющихся, видимо, соляными куполами. Возраст соли древнее мелового. Она, однако, моложе палеозойских эвапоритов, образующих соляные куполы впадины Свердруп.

Отдельно следует рассматривать ту часть впадины, которая сложена выносами р. Маккензи. Строение этого участка аналогично строению окраин поперечных рифтов и авлакогенов, где к океаническим впадинам выходят русла крупных рек. Континентальный склон и его подножие здесь являются аккумулятивными и как бы составляют подводное продолжение дельты р. Макензи. Соответственно этому резко омалаживается и возраст продуктивных горизонтов (по сравнению с районом ПрадхоБей) [4], нефтяные и газовые залежи заключены в песчаниках мела, палеогена. В подводной части дельты, по существу, в верхней половине глубоководного конуса выноса, при глубине воды до 300 м поисковыми скважинами были обнаружены значительные скопления нефти и газа в отложениях эоценена и олигоцена. Мощность осадочной толщи в верхней части подводного конуса выноса р. Макензи превышает 8 км. Известны образования обширного поля глинистых диапиров. В прилегающих к конусу участках склона и подножия, где активно проявились процессы оползания осадков, диапиритм наблюдается и сейчас. Потенциальные запасы бассейна оценены в 4,5–9,6 млрд т нефти и 7–9 трлн м³ газа.

Следующий к востоку от бассейна моря Боффорта вperiократонном обрамлении Гиперборейской платформы расположен бассейн Свердруп. На северо-востоке он ограничен раннепалеозойской–каледонской складчатостью Северного Элсмира, на востоке, юге и западе – позднепалеозойским Франклиновским складчатым поясом. Она выполнена песчано-глинистыми осадочными породами мезозоя и кайнозоя, а также глинистыми и эвапоритовыми образованиями пермо-пенсильванского возраста, общей мощностью до 8–10 км [3]. В осевой части впадины разрез полный, а в краевых ее частях наблюдаются перерывы, особенно в нижних частях разреза – в отложениях пермо-пенсильванского возраста. Для впадины Свердруп характерны диапировые купола и антиклинали с гипсо-ангидритовыми ядрами, соль пермо-пенсильванского возраста.

Складчатый пояс Франклина опоясывает впадину Свердруп с юга, запада и востока. Крайнюю северо-восточную часть складчатого пояса Франклина, в северной части о-во Элсмир, выделяют как раннепалео-

зойскую, возможно, каледонскую складчатость, продолжающую каледониды Гренландии и носящую название складчатой области Северный Элсмир. Вся остальная часть пояса – это позднепалеозойская складчатость, которая в современном структурном плане представляет собой систему сложно построенных структур зоны Пири, Элсмир, Пари, Банкс-Маккензи (см. рисунок). Резкое изменение простирации складчатых структур от субмеридиального до субширотного говорит об облекании ими жесткого погруженного блока фундамента, над которым в современном структурном плане расположена впадина Свердруп. Потенциальные запасы бассейна оценены в 2–4 млрд т нефти и 6–9 трлн м³ газа.

Северная часть докембрийской Канадской платформы на западе граничит с Канадскими Кордильерами, на севере – со складчатым палеозойской поясом Франклайн, отделенным от платформы региональным глубинным швом, и на востоке омывается водами Атлантического океана. Часть плиты, лежащая севернее регионального шва и примыкавшая к складчатому поясу Франклайн, соответствует краевому прогибу.

Мезозойский складчатый пояс Аляски и Канады подразделяется на антиклиниории Маккензи и Брукса и на продолжение последнего на запад – Новосибирско-Чукотскую складчатость. Она сложена карбонатными палеозойскими и терригенными мезозойскими породами, испытавшими деформации в позднемеловое и палеогеновое время.

Форсированное освоение арктических районов США и Канады стало важной вехой в современном развитии мировой энергетики. В результате бурных исследований было открыто до сотни месторождений нефти, газа и газоконденсата и установлено, что потенциальные запасы нефти и газа в арктической части Северо-Американского континента оцениваются соответственно в 20 млрд т и 30 трлн м³. Большие надежды связываются с континентальными склонами всех трех вышеназванных впадин, общие потенциальные запасы склонов которых оцениваются в 10–12 млрд т нефти и 20–25 трлн м³ газа.

Литература

1. Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 176 с.
2. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.
3. Arctic Island gas reserves climbing but long way to pilot production // Offshore Eng. 1980. February. P. 50–51.
4. Devon's Paktoa a giant Beaufort oil find // Oil and Gas J. 2007. V. 105, № 42. P. 8.
5. Montgomery S.L. Geologic assessment and production forecasts for the ANWR 1002 Area // Oil and Gas J. 2003. V. 101, № 16. P. 35–40.
6. Panda M.N., Dean J.A., Pietras J. BP evaluates, develops North Slope reservoir // Oil and Gas J. 2008. V. 106, № 26. P. 55–63.

Особенности рельефа и сейсмичности хребта Книповича

Скорость разрастания океанической коры на хребте Книповича по оценке Е.Крейн и других [1] составляет в среднем 1,4 см/год с небольшим увеличением скорости в южном направлении.

С использованием детальной батиметрической съемки, проведенной в 24-м и 25-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» и литературных данных [2] были выделены сегменты хребта Книповича.

В рельефе хребта на всем его протяжении четко фиксируется лишь рифтовая долина, также выделяются рифтовые горы западного борта хребта. На восточном борту располагаются отдельные поднятия, маркирующие положение рифтовых гор. В продольном профиле долины можно выделить отдельные поднятия от 2800 до 3000 м относительно уровня Мирового океана и понижения до 3400 м. Поднятия соответствуют магматическим сегментам хребта, а понижения – амагматическим сегментам. В пределах рифтовой долины выделяется 5 магматических и 6 амагматических сегментов.

Перепады высот в пределах рифтовой долины уменьшаются с продвижением с севера на юг, средние высоты осевой части имеют такие же тенденции и изменяются от 3500 до 3300 м в аналогичном направлении. При детальной батиметрической съемке в пределах практически всех выделенных магматических сегментов были зафиксированы вулканические конусы, за исключением второго и третьего сегментов. Интенсивность вулканизма уменьшается в направлении с юга на север, т. е. в обратном направлении от изменения глубин рифтовой долины.

Расстояния между магматическими сегментами 85–100 км. Здесь расположены амагматические сегменты хребта Книповича. Средняя ширина сегментов составляет от 6 до 15 км, глубина от 3400 до 3700 м. В пределах амагматических сегментов отмечаются поднятия, ориентированные ортогонально к направлению спрединга.

При исследовании границ плит арктического региона было установлено, что эпицентры землетрясений в зоне хребта Книповича распределены неравномерно. По Г.П. Аветисову [3], наблюдается сгущение эпицентров в пределах рифтовой долины в одних местах и их латеральная разрозненность в других.

Для анализа сейсмичности использован каталог ANSS, находящийся в открытом доступе в Интернете (<http://www.ncedc.org/anss/catalog>)

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

search.html). Каталог был создан Геологической службой США (<http://earthquake.usgs.gov/research/monitoring/anss/index.php>) для сбора и предоставления информации о землетрясениях, их силе, воздействии на сооружения на основе современных методов мониторинга. Первоначальная выборка содержала события, зарегистрированные с 1936 по 2007 г. включительно. После отбора данных, удовлетворяющих исследованию, в районе хребта Книповича и трансформных зон Моллой и Лена рассмотрено 427 события, зарегистрированных в период с 1977 по 2000 годы. В пределах самого хребта Книповича зарегистрировано 164 события. Отбор событий производился на основе аналогичной работы О.Энгена и коллег [4].

На рисунке видно, что масштаб магматических сегментов слишком невелик для того, чтобы анализировать характер сейсмичности выделенных сегментов без привлечения данных о микросейсмичности региона. Соответственно в рамках данного исследования детально рассмотрена сейсмичность амагматических сегментов. В пределах хребта четко выделяются три основные зоны. Первая относится к району пересечения с хребтом Мона, вторая занимает центральное положение (76° с.ш.), последняя тяготеет к зоне трансформного разлома Моллой. Однако, если рассматривать распределение событий в рамках предложенной выше сегментации, имеет смысл говорить о пяти зонах повышенной сейсмичности.

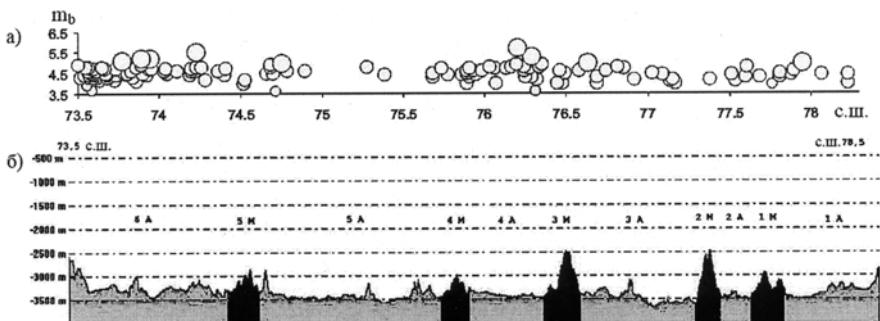
По результатам предпринятого анализа можно сделать следующие выводы.

1) В районе хребта Книповича особенность тектонического и магматического режима раскрытия хребта позволяет выделить 5 магматических и 6 амагматических сегментов. Магматические сегменты представляют собой поднятия дна рифтовой долины амплитудой от 500 до 1000 м, которые маркируют положение районов вулканической активности хребта. Амагматические сегменты представляют собой переуглубленные бассейны в пределах рифтовой долины хребта, а в пределах данных сегментов зафиксирована рассеянная вулканическая активность как трещинного, так и центрального типа. Средние глубины в центральных частях сегментов составляют 3400–3700 м.

2) Наличие обширных зон покоя в пределах рифтовой долины хребта Книповича.

3) Зоны трансформных разломов отличаются повышенным количеством землетрясений и, в то же время, их компактным расположение вдоль простирания.

4) в пределах центральных сегментов хребта эпицентры землетрясений не сосредоточены в пределах рифтовой долины или ее склонов, а



Распределение очагов землетрясений вдоль профиля хребта Книповича (а) и продольный профиль рифтовой долины хребта Книповича (1А-6А – амагатические сегменты; 1М-5М – магматические сегменты) (б)

равномерно распределяются в пределах гребневой зоны хребта. В условиях непосредственной близости к континентальному склону и соответственно повышенных мощностей осадков, сейсмическую активность могут вызывать оползни осадочных толщ.

5) Основная сейсмическая активность концентрируется в пределах районов пересечения хребта Книповича с трансформными разломами. По характеру распределения эпицентров здесь прослеживается продолжение хребта Мона на восток, в район континентального склона. Трансформный разлом Моллой также прослеживается, судя по характеру сейсмичности, под толщами осадков на восток.

6) Для более детального анализа связи неотектонических процессов и сейсмичности надо привлекать данные о микросейсмичности региона, а также рассматривать данные профилографа, так как в условиях быстрого осадконакопления здесь фиксируются основные особенности тектонических процессов хребта Книповича.

Литература

1. Crane E., Doss H., Vogt P. et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Marine Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 153–205.
2. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 407–412.
3. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики // СПб.: ВНИИОкеаногеология, 1996.
4. Engen O., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. Geophys. Res. 2003. V. 108.

Арктический бассейн в течение мезозойской эры (по данным палеонтологии)

«Реконструкция большинства геологических событий прямо или косвенно связана с палеонтологией». Эти утверждение В.И. Вернадского справедливо, в частности, в отношении роли палеонтологии в воссоздании геологической истории Арктики в мезозое. Данные биостратиграфии, палеобиогеографии и палеоэкологии привлекались нами для оценки палинспастических реконструкций и положения Северного географического полюса Земли на конкретные моменты геологического времени. Анализ динамики ареалов морских беспозвоночных в геологическом времени служил решающим аргументом при выявлении проливов, соединявших Арктические бассейны с Северной Пацифики, Северной Атлантикой и эпиконтинентальными морями на юге. Отсутствие сплошного покрова осадков далеко не всегда свидетельствует об изоляции соседних палеобассейнов седиментации.

Поэтому «разорванные» ареалы животных и растений нередко остаются единственными свидетелями связей палеобассейнов и их частей. Подобные ситуации нередко привлекаются для фиксации начальных фаз рифтинга и времени его становления. Сохранившиеся в осадочных породах остатки разнообразных организмов свидетельствуют о присутствии на территории Арктики на протяжении всей мезозойской эры бассейна океанического типа, поскольку столь высокое разнообразие могло поддерживаться только в стабильных условиях морской среды. На основании палинспастических реконструкций ряда исследователей [8, 13] на территории Арктики с девона до поздней юры без крупных изменений во времени существовал бассейн в виде гигантского залива Тихого океана. В триасовом периоде в центре Арктики реконструируется протяженный глубоководный желоб, простиравшийся от Северной Пацифики до Сvalьбарда [7]. Предлагаемая реконструкция не противоречит данным палеобиогеографии. В триасовом периоде моллюски, заселявшие североамериканские моря, существенно отличались от таковых, обитавших в северосибирских морях. Различия на уровне родов составляли более 50 %.

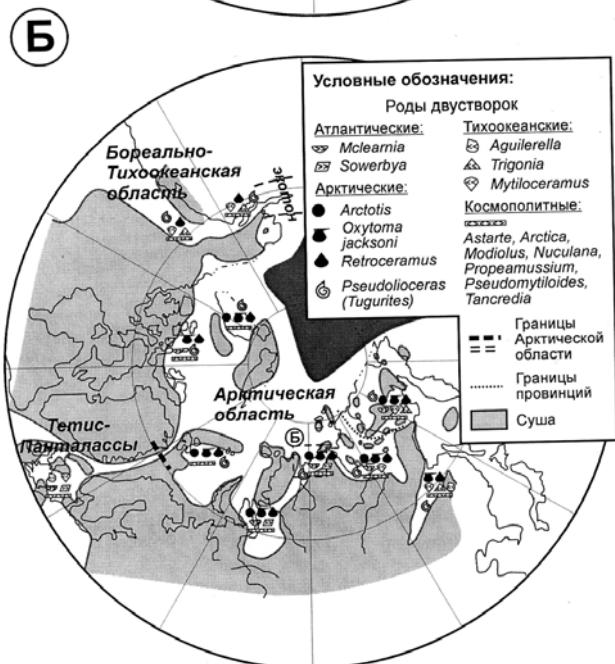
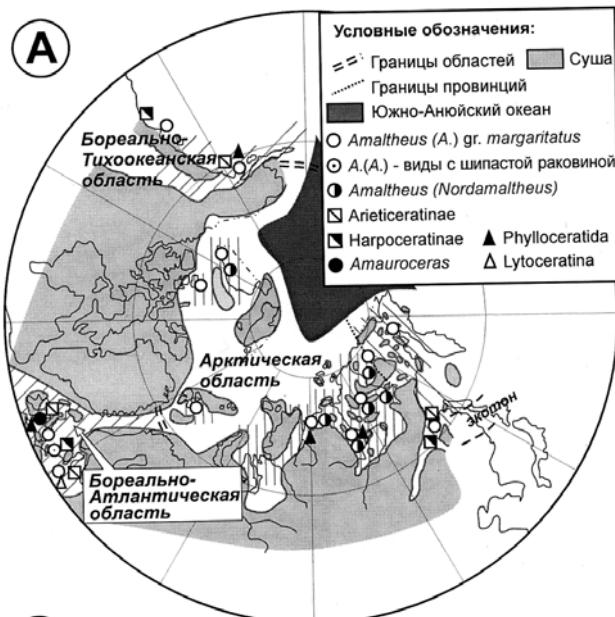
¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГиГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

На этом основании в пределах арктического бассейна выделены две палеобиогеографические провинции: Канадская и Сибирская [1]. Столь существенные различия в составе фауны могли быть вызваны некой не-преодолимой для подвижных животных преградой. Скорее всего это была глубоководная впадина. Юрская биота арктических эпиконтинентальных морей была существенно более гомогенной, чем триасовая. Моллюски средне- и позднеюрской эпохи лучше всего представлены на севере Восточной и Западной Сибири, включая Приполярный и Полярный Урал, в Тимано-Уральском регионе и островах Северной Атлантики, включая Гренландию. Практически повсюду в составе юрских фоссилий преобладают таксоны морских беспозвоночных, характерные для Арктической биогеографической области, хотя на некоторых временных интервалах хорошо заметна небольшая их географическая дифференциация [12]. По мнению большинства специалистов, она вызвана влиянием климата – снижением таксономического разнообразия в направлении от западных палеоакваторий к восточным [3].

В течение юрского периода влияние северотихоокеанской биоты на арктическую ослабевало, а влияние североатлантической возрастало. Это связано с постепенным сокращением связей с Тихим океаном и расширением связей с Атлантикой. Уже в ранней юре глубоководный залив доходил лишь до района Новосибирских островов [5, 6]. Фораминиферы и остракоды, а также двустворчатые моллюски морей Северной Сибири и блока Северной Аляски, располагавшегося вблизи североамериканского кратона, были практически идентичны. Этот факт свидетельствует о свободном обмене фаун в пределах Арктического бассейна и отсутствии каких-либо преград между сибирскими и канадскими морями. В позднем плиоцене мелководный морской проход – коридор Викинг – впервые образовался между скандинавским и гренландским щитами [12, 17]. Он послужил путем, по которому некоторые роды моллюсков, фораминифер и остракод проникли из Северной Европы в моря Арктической Канады и Северо-Востока Азии (рисунок, фрагмент А).

Палеогеографическими преобразованиями и климатическими событиями довольно наглядно объясняются некоторые перестройки юрской биоты. Так, крупная перестройка донных сообществ на границе плиоцен-плисбаха и тоара была вызвана климатической флуктуацией [4], в то время, как перестройка биоты на границе аалена и байоса объясняется нами резким сокращением связи морей Северной Атлантики и Арктики в это время (рисунок, фрагмент Б) [16]. В конце средней юры эти связи отчасти восстанавливаются, но решающее влияние на биоту Арктики в поздней юре оказывает Среднерусское море [3]. В поздней юре арктическая биота вновь проникает до района Северного моря. Судя по значительной



Палеобиогеография Арктики в позднем плиенсбахе (А) и позднем аалене (Б)

общности бореально-арктических и северопацифических моллюсков, связи этих акваторий сохранялись в поздней юре и начале мелового периода до позднего готерива. Они прервались в барреме, притом не только на севере Пацифики, но и на севере Атлантики. Северо-восточный морской путь в Арктику из Северной Пацифики к концу раннего мела был перекрыт параавтохтонными террейнами [4].

В североатлантической части возобновление связей с арктическими акваториями произошло, возможно, лишь в апте, поскольку остатки позднеаптских аммонитов *Tropaeum arcticum* установлены в Восточной Гренландии, на Шпицбергене, в Арктической Канаде и Англии [2]. С альбского века связи с Северной Атлантикой доказываются значительной общностью бореальных (североевропейских) и арктических моллюсков. В разрезах верхнемеловых отложений на севере Сибири и вдоль арктического побережья Северной Америки встречены одни и те же, преимущественно космополитные, роды и виды иноцерамов [5]. Это свидетельствует о гомогенности среды обитания по всему циркумполярному бассейну. Следует иметь ввиду, что североамериканская часть этого бассейна в течение всего позднего мела (за исключением маастрихта) непрерывно соединялась с тропическими морями Мексиканского залива через моря среднего запада до Канадского арктического архипелага [15], а северосибирская – периодически соединялась с морями Средней Азии через временные проливы на юге Западно-Сибирского бореального моря. Таким образом, в средине мелового периода и позднемеловой эпохе североатлантический путь не оказывал решающего влияния на формирование арктической биоты. Стабилизатором морской среды, по крайней мере, в позднемеловое время, мог быть параокеанический Амеразийский бассейн на месте Канадской котловины [14]. Евразийский бассейн еще не оказывал существенного влияния на колебания основных факторов морской среды.

Работы по настоящей тематике выполнялись при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН14.

Литература

1. Дагис А.С. Основные черты биogeографии морей триаса // Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 109–119. (МГК. 25-я сес.; Доклады сов. геологов).
2. Еришова Е.С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: ПГО Севморгеология, 1983. 88 с.
3. 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.

4. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похналайнен В.П. Биогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 32–55.
5. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 155–181.
6. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Палеонтологические и палеоэкологические свидетельства присутствия арктического океана в мезозое // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Ред. Д.А. Додин, В.В. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 80–92.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наманов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
8. Зоненшайн Л.П., Наманов Л.М. Тектоническая история Арктики. М.: Наука, 1987. С. 31–57. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 425).
9. Кошелкина З.В. Стратиграфия и двусторчатые моллюски юрских отложений Вилойской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. Магадан: СВКНИИ, 1963. 221 с.
10. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 188 с.
11. Полуботко И.В., Сей И.И. Расчленение среднеюрских отложений восточной части СССР по митилоцерам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 63–70.
12. Сакс В.Н., Басов В.А., Даэс А.А. и др. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–211.
13. Golonka J., Scotese C.R. Phanerozoic Paleogeographic Maps of Arctic Margins // Proceedings of the International Conference on Arctic margins (Magadan, Russia, September 1994) / K.V. Simakov, D.K. Thurston (Eds.). Magadan, 1994. P. 1–16.
14. Hay W.W., DeConto R.M., Wold Ch. N. et al. Alternative global Cretaceous paleogeography // Geol. Soc. America. Spec. Pap. 1999. V. 332. P. 1–47.
15. Kauffman E.G. Paleobiogeography and Evolutionary Response Dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America // Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper. 1984. V. 27. P. 273–306.
16. Shurygin B.N., Nikitenko B.L., Mickey M.B. Ecotone zones of Middle Jurassic Arctic basins and the main abiotic events in key areas as triggers of biotic turnover // Norsk Geologisk Forening. 2007. V. 2. P. 291–292.
17. Westermann G.E.G. Comments to Hallam's conclusion regarding the first marine connection between the eastern Pacific and western Tethys // Milwaukee Publ. Mus. Spec. Publ. Biol. Geol. 1977. V. 2. P. 35–38.

Геоморфологические условия депонирования загрязняющих веществ на Арктическом шельфе Евразии

Проблема оценки состояния природной среды Арктического шельфа и прогноза ее развития в условиях меняющегося климата и усиления антропогенного воздействия является крайне актуальной. Современные донные осадки, их динамика и уровень загрязнения рассматриваются как значимые индикаторы состояния природной среды. Особый интерес вызывает возможность образования на шельфе устойчивых скоплений загрязняющих веществ, ассоциирующих с донными осадками.

С позиций представлений об Арктической геодепрессии [1, 2], шельф является внутренней, примыкающей к океаническому ядру частью материковой центриклинали. В сквозном седиментационном континууме геодепрессии, направленном от ее пограничного орогенного пояса к океаническому ядру, шельф представляет собой сложно построенную зону транзита и аккумуляции современных осадков.

По доминирующему литодинамическому процессу на Арктическом шельфе выделяют три вида областей: а) устойчивой аккумуляции, б) неустойчивой аккумуляции и в) перемыва (или размыва) [1, 2]. В значительной степени современная литодинамика контролируется морфологией подстилающей поверхности, т.е. рельефом дна, который в сочетании с гидродинамическими характеристиками определяет возможность развития тех или иных процессов.

Геоморфологическое картографирование арктического шельфа Евразии с использованием приемов системно-морфологического подхода [3, 4] показало, что в пределах рассматриваемого шельфа присутствуют все виды элементарных поверхностей вертикального ряда, предусмотренного систематикой площадных элементов земной поверхности. При этом преимущественным распространением среди верхних и нижних (по относительному батиметрическому положению) поверхностей пользуются плоские субгоризонтальные. Верхние при этом отвечают плато и плосковершинным возвышенностям, а нижние – днищам желобов и впадин. Что касается поверхностей склонового ряда, то среди них преобладают такие морфологические типы, как уступы, площадки и подножия. При этом типичный набор элементарных поверхностей и их особенности в западной и восточной частях шельфа Евразии заметно различаются.

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

Системно-морфологический подход позволяет определить роль каждой элементарной поверхности по отношению к нисходящим и циркуляционным потокам осадочного вещества. На Арктическом шельфе оно в значительной степени представлено нефелоидами – тонкодисперсными терригенными осадками, переносимыми во взвеси. Именно эти осадки отличаются повышенной сорбционной емкостью [2, 5], поэтому на участках их устойчивого депонирования вероятно образование скоплений загрязняющих веществ. Доказано явление «стекания» нефелоидного слоя по понижениям рельефа [6 и др.]. Наиболее вероятными ловушками нефелоидных осадков являются участки дна, откуда невозможно дальнейшее развитие нисходящих потоков. К ним, в первую очередь, относятся нижние замкнутые элементарные поверхности, ограниченные по всему контуру линией вогнутого перегиба профиля дна. Примером их могут служить днища замкнутых желобов и впадин, а также и замкнутые нижние осложняющие элементы меньшего размера.

Поверхности склонового ряда контролируют перемещение нисходящих потоков в направлении понижений. При этом нисходящий поток ускоряется на фасах и уступах, но замедляется на подножиях. Вогнутые в плане поверхности концентрируют нисходящий поток, выпуклые – рассеивают его. Подводные долины и ложбины способствуют узко локализованному дальнему переносу концентрированных потоков. Переуглубления дна в их пределах являются вероятными промежуточными ловушками осадков и загрязняющих веществ. Широкие площадки и очень пологие подножия способны играть роль промежуточных депоцентров. Наименее вероятна, в общем случае, аккумуляция загрязняющих веществ на верхних и привершинных элементарных поверхностях, которые обычно являются зонами размыва и перемыва осадков. Исключение могут составлять только участки развития высокосорбирующих грунтов, содержащих карбонаты, кремнезем или повышенные концентрации органического вещества [2]. Схема прогноза литодинамических обстановок, вытекающая из геоморфологического анализа, была заверена в целом ряде пунктов данными литологических и геохимических исследований. Кроме того, наличие геоморфологической основы позволило сделать более корректной интерполяцию и экстраполяцию исходных литолого-геохимических данных.

Западный и восточный секторы Арктического шельфа принципиально различаются по геоморфологическим условиям современного осадконакопления [2]. Сложно построенный, переуглубленный и расчлененный Баренцево-Карский шельф имеет ячеистое строение. Он характеризуется широким развитием областей размыва и неустойчивой аккумуляции. Одновременно с этим он изобилует и замкнутыми геоморфологическими ло-

вушками, где имеет место устойчивая аккумуляция. При этом в Баренцевом море и в западной части Карского, которые характеризуются малой площадью водосбора, существенно возрастает роль местных источников осадков и загрязнений. Восточную половину Карского моря отличает несколько иное строение дна и значительный объем твердого стока. Обращает на себя внимание развитая по периферии Баренцево-Карского шельфа система открытых в сторону океана окраинно-шельфовых желобов. Через них осуществляется не только поступление осадков и возможных загрязнений с шельфа на континентальный склон, но и проникновение их на шельф с водами, циркулирующими вдоль континентального склона.

Мелководный шельф морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского устроен существенно проще. Крупной региональной ловушкой здесь является только Южно-Чукотская впадина, которая к тому же не является полностью замкнутой, имея сообщение с внешним шельфом через желоб Геральда. На Восточно-Арктическом шельфе возрастает транспортирующая и улавливающая (по отношению к циркуляционным потокам) роль подводных долин, которые здесь имеют значительную протяженность.

Возможности переноса в придонном слое шельфового материала в пределы поднятий дна глубоководного бассейна (хребет Ломоносова, поднятие Менделеева) ограничены. Основная часть поступающих с шельфа осадков перехватывается площадками террас и седловин, развитых в зонах сочленения поднятий с шельфом. Кроме того, на пути нисходящих потоков имеются геоморфологические барьеры и в пределах самих поднятий. Таким образом, геоморфологические данные свидетельствуют в пользу того, что современный осадочный материал на поверхности указанных положительных морфоструктур является преимущественно автохтонным.

На основе проведенного анализа осуществлено районирование Арктического шельфа Евразии по геоморфологическим условиям аккумуляции современных донных осадков и загрязняющих веществ [2]. Выделены приматериковая, внутришельфовая и окраинно-шельфовая провинции, различающиеся по источникам поступления, возможностям транзита и аккумуляции осадочного вещества. Вышеуказанные особенности рельефа, контролирующие осадконакопление и геоэкологические характеристики, определяются спецификой неоструктуры западной и восточной частей шельфа, а также седиментационных бассейнов отдельных морей.

Литература

1. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики / Ред. И.С. Грамберг, Ю.Е. Погребицкий. Л.: Недра, 1984. 280 с.

2. Геология и полезные ископаемые России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. Т. 5. Кн. 1. 470 с.
3. *Ласточкин А.Н.* Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). СПб.: НИИХИ, 2002. 762 с.
4. *Зинченко А.Г., Ласточкин А.Н.* Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
5. *Андреева И.А., Гринберг Г.П., Кабаньков В.Я.* Сорбционные свойства современных донных осадков Баренцева моря и их значимость для оценки геоэкологической обстановки в регионе // Материалы II Международного совещания «Геохимия биосферы». Новороссийск, 1999. С. 16–17.
6. *Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.* Последниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.

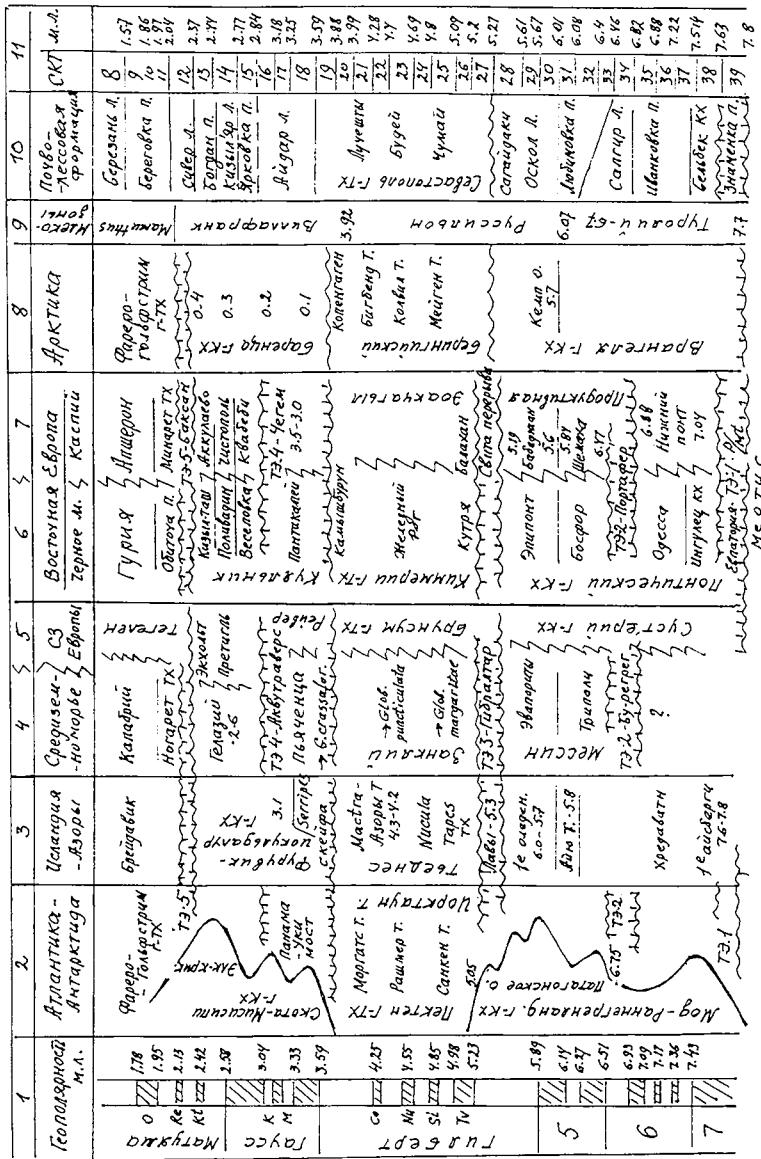
В.А. Зубаков¹

О тектонической подоплеке истории климата и органического мира полярных областей в плиоцене и плейстоцене

Под плио-плейстоценом понимается данное Ч.Ляйелем [1] определение заключительному таксону кайнозоя, соответствующему этапу становления современного органического мира. Сейчас это понимание забывается в силу подмены его Форбсом (1846 г.) сокращенной на порядок четвертичной псевдосистемой (Международный Стратиграфический Комитет – ICS [2] предложил отменить ее) и субъективными изменениями содержания и объема плиоцена. Необходимо восстановить приоритетное Ляйелевское толкование плио-плейстоцена, но уже не в критериях процентного содержания в нем современных видов моллюсков, а на уровне всего комплекса данных об истории становления современной природной среды и человека. Оно в обобщенном виде представлено в рабочей схеме корреляции глобальных биоклиматических событий опорных страторегионов Земли (рисунок).

Здесь нет возможности касаться содержательной сути коррелируемых событий. В предварительном виде она раскрыта в: [3]. Отметим лишь, что в основу стратиграфической последовательности событий мною положена шкала *tuned-time* (высчитанных орбитальных этапов, отраженных в изотопных циклах гидросферы), впервые рассчитанная

¹ Центр междисциплинарных исследований по проблемам окружающей среды (ИНЭНКО) РАН, СПб, Россия



Рабочая корреляция глобальных событий позднего миоцена и плiocена, по [3] с упрощением.
П – почва, л – лёсс, о – опледенение, т – терраса, КХ – криохрон, ГХ – термохрон, Г-ГХ – гипертермохрон, Г-КХ – гиперкриохрон, ТЭ-1(2, 3, 4, 5) – тектоно-эрзационные реaspersы

для звеньевого 370–450 тысячелетнего гравитационного цикла обращения Солнечной системы вокруг ближайшего центра звездного скопления [4, 5]. Этот сильный цикл, в отличие от слабых циклов Миланковича, проявляется в крупных (до сотни метров) колебаниях уровня океана, прослеженных автором [3] в непрерывной последовательности за 8 м.л. в качестве суперклиматем (СКТ) – противоположных частей звеньевого цикла, длительностью в 100 и 300 тыс. лет (см. рисунок). Такой принцип иерархии климатем позволяет выделять и гиперклиматемы (ГКТ), представленные на рисунке как гиперледниковые и гипермежледниковые длительностью в 1,6–2,2 млн лет.

Цель доклада – осмыслить эмпирически выделенные и датированные эрозионно-тектонические рубежи (на рисунке показаны волнистой линией) как причинную подоплеку изменений глобального климата и эволюционных взрывов в развитии органического мира. Таких рубежей в интервале от 10 до 1,5 м.л.н. пять.

1-й, меридиональный, лучше всего выражен в Андах, от гор Врангеля до Западной Антарктиды. Его датировки 10–8 м.л.н. Он вызвал оледенение Земли Королевы Мод и Якатага и начало Реннегренландского гиперледенения. Поразительно, но его отражение в Черном море было установлено академиком Н.И. Андрусовым по разносу плавучими льдами валунов еще в 1908 г. (!). Пик похолодания (СКТ 38 – ингулец, бельбек) подтвержден ныне сменой субтропической растительности на таежную, установленной в верхах 7-й зоны полярности, 7,6–7,5 м.л.н. и датировками первых около-Гренландских тиллитов, К-Аг – 7,6 м.л.н.

2-й рубеж в Черном море представлен портаферским размывом [6, с. 69–74], в Марокко размывом Бу-Регрег, принятым Р.Бенсоном [7] за тортон-мессинскую границу (см.: [3], с. 288), а в Средиземном море – подошвой нижних эвапоритов. Во всех случаях он фиксируется в экскурсе прямой полярности 6-й эпохи около 7,0–6,95 м.л.н. (см. рисунок). Этот рубеж стал подоплекой патагонского гиперледенения, морена которого датируется Дж.Мерсером (1981 г.) К-Аг методом по подстилающим ее и покрывающим лавам (см. рисунок) Пик его (СКТ 30) в горах Врангеля датирован К-Аг в 5,7 м.л.н. по лавовому потоку Кемп, в воздушных пузырях которого зафиксирован первый тундровый биоценоз насекомых.

Патагонское гиперледенение спровоцировало *Мессинский эволюционный взрыв* – крупнейший за 10 м.л. – почти одновременное появление большинства современных геобиоценозов. Механизм этой «привокации» был следующим: Реннегренландское – Земли Королевы Мод оледенение вызвало регрессию океана, близкую к 50 м – глубине Бетского и Рифского проливов [7], соединявших тогда мелководный Мессинский

бассейн с Атлантикой. Поэтому небольшие дополнительные понижения уровня океана в режиме циклов Миланковича (40 и 100 тыс. лет) приводили к периодическим осушениям этих проливов и к изоляции и обсыханию Мессинского бассейна. В ходе 10- или 20-кратных обсыханий на его дне осело в виде эвопоритов до 6–8 % объема солей океана. Соответствующее опреснение океана и вызвало патагонскую кульминацию гиперледниковых. А 10–20-кратные колебания экологической обстановки в Африке и Средиземноморье стали подоплекой «биогеоценотической революции» на всей Земле. Самым ярким ее проявлением стало появление двуногого хождения – биподии – у наших древнейших предков, вынужденно адаптирующихся к саванной среде. Начало биподии зафиксировано М.Лики и др. [8] по отпечаткам ног, близких к человеческим, в слое пепла, датированного K-Ag в 6,5 м.л.

3-й, самый яркий, рубеж представляет собой субширотный разлом, вызвавший появление Гибралтарского и Саблинского (см. рисунок) проливов. Однако связанное с ним превращение перманентно замкнутого Мессинского бассейна в постоянно существующий Занклийско-Кимерийско-Эоакчагыльский залив Атлантики, вытянутый более чем на 6 тыс. км [3, с. 289], не было эволюционным событием. Совсем наоборот, занклийский век стал временем эволюционного застоя. Не подтвердилась и якобы парниковая причина занклийского потепления в результате, будто бы, сильного вулканизма. Действительной причиной таяния половины объема ледниковых щитов того времени и гипермежледниковой (см. рисунок) трансгрессии стал постоянный, через глубокий (350 м), Гибралтарский пролив, **слив** соленых, но теплых (около 15 °C) донных вод из Занклийского залива в Атлантику [3]. Поэтому, перенос итальянскими исследователями нижней границы плиоцена под подошву Занклия противоречит эволюционному содержанию МСШ.

4-й рубеж, второй по силе и последствиям за 10 м.л., связан с субширотным поднятием гор альпийской складчатости в интервале 4–3,6 м.л.н. Этот рубеж, совпадающий с подошвой пьяченского яруса (в Монте-Синга по Гудъенсону и др. расположенной на 2 м ниже Тверы, см. [3], с.102) и с GSSP виллафранка в разрезе Бараолт-Кепень, по K-Ar 3,92 м.л.н., вызвал поднятие Берингийского, Фареро-Туле и Панамского «мостов». Последствия этого неотектонического события огромны. Во-первых, произошла изоляция Полярного бассейна, что кардинально изменило климат Земли. Во-вторых, началась великая миграция растительности и животных между материками – лошадей и архидискондонтов из Америки в Евразию, ольховых лесов из Северной Америки в Южную, по Г.Хуг-химстре (см. [3], с. 237) и обмен фауной млекопитающих двух Америк («событие Уки»).

5-й рубеж фиксируется массовыми игнимбритовыми и пепловыми дождями в очень узком временном диапазоне 2,2 м.л.н. Игнимбритовые бомбы из черного обсидиана, слагающие баксангэсскую толщу Северного Кавказа (см. [6], с. 87), датированные трековым методом, 39 лет стоят на моем столе. Таким же (2,2 м.л.н.) оказался и возраст пеплов из разрезов Врика в Италии и разрезов в штате Айова. K-Ar датировки пеплов в разрезе Ногарет во Франции оказались более широкими, 2,1–1,9 м.л.н. С.Лерой и Г.Серет (1992 г.) синхронизировали их с изотопной стадией 75 с возрастом 1,88 м.л.н. Однако Р.Гиббард и др. (2004 г.) по новой, более точной, шкале дают стадии 75 возраст 2,02 м.л.н.

В чем эволюционная значимость этого рубежа? По-моему, он фиксирует резкое обрушение Фареро-Гренландского порога и прорыв Гольфстрима в Полярный бассейн, где принесенный им планктон встречен Херман в колонках у самого полюса. Иными словами, 5-й рубеж фиксирует начало намечаемого мною «Фарерского гипермежледникового». Оно разделяется на собственно гипермежледниковую часть, 2,2–1,15 (0,95) м.л.н., примерно соответствующую зоне *Globorotalia truncatulinoides*, и на Альпийско-Скандинавское ледникование (гюнц–миндель–рисс–вюрм А.Пенка), которые М.Б. Чита предлагает выделить в ионийский ярус или подъярус. Известно, что пенковская серия коротких ледниковых и межледниковых принципиально отличается от плиоценовых гиперледниковых смещением центров оледенения с высоких широт на 60-е и особой «метахронной», по К.К. Маркову (1965 г.) и Г.И. Лазукову (1972, 1989 гг.), динамикой.

Вывод: приведенный обзор позволяет по-новому подойти к оценке временного объема плиоцена и плейстоцена и их таксономического ранга в МСШ.

Во-первых, надо признать, что ныне принятая в границах 1,8 м.л.н. «четвертичная псевдосистема» **несостоятельна**. ICS (Ф.Градстейн и др. [2]) права включив «квартер–плейстоцен» в неогеновую систему в качестве ее яруса. Во-вторых, надо признать, что и INQUA права, настаивая на необходимости выделения «расширенного квартера» в систему. В-третьих, выше было показано, что такая **постнеогеновая** система не может быть компромиссом двух противостоящих по «проблеме квартера» сторон, а должна стать возвратом к Ляйелевскому пониманию **единого плио-плейстоцена как этапа становления современной природной среды и человека** [1].

Как называть ее? Хотя автор [3] и склоняется к новым (незатронутым синонимией) терминам *Хомоген* (греч. «становление человека») или *Холлоген* (греч. «полностью новый»), но, думаю, что пока за ней целесообразнее оставить Ляйелевское название **«Плио-плейстоценовая»**.

Литература

1. *Lyell Ch.* Principles of Geology. 1840. V. 1–3.
2. *Gradstein F., Ogg J., Smith A.* Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004.
3. Зубаков В.А. О вкладе климатостратиграфии в прочтение геологической летописи // Палинологические реконструкции...: Сб. памяти Е.Н. Анановой. СПб.: Недра, 2006. С. 227–338.
4. Шабельников А.В. Воздействие космофизических факторов на климат и биосферу // Биофизика. 1992. Вып. 2. С. 372–375.
5. Шмуратко В.И. Гравитационно-океаническая теория климата... // Экогео-софский альманах «Мудрость дома Земля». СПб.: Донецк, 2007. С. 73–92.
6. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 223 с.
7. Benson R.H., Rakis-Elbied K., Bonaduce G. An important current reversal in the Rifien corridor at the Tortonian-Messinian boundary // Palaeoceanography. 1991. V. 6, № 1. P. 164–192.
8. Leakey M., Hay R. et al. Pliocene footprints in the Laetolli beds, Northern Tanzania // Nature. 1979. V. 278. P. 317–323.

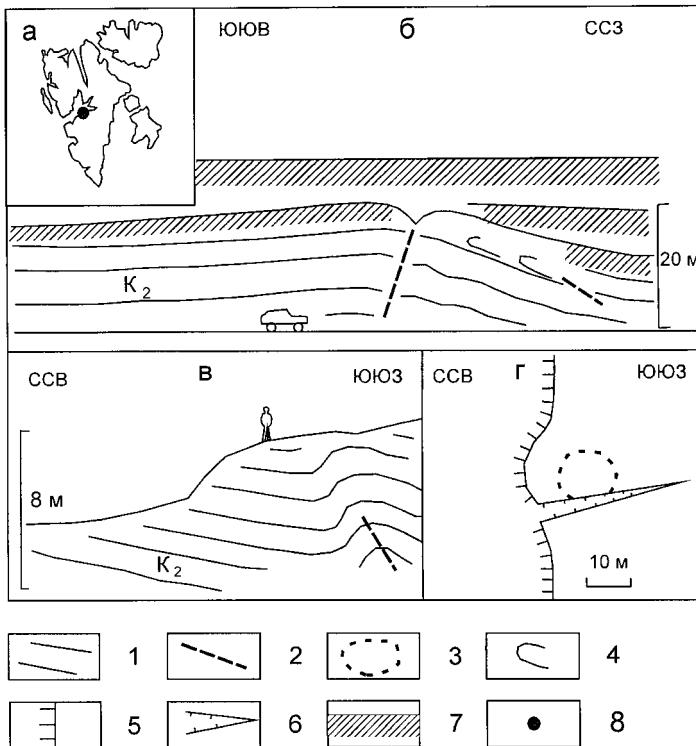
Д.С. Зыков¹

Развитие локальных деформационных структур в центральной части о. Шпицберген в голоценовое и позднечетвертичное время

Современные взгляды на неотектонику о-ва Шпицберген базируются в основном на геолого-геоморфологическом картировании и датировании поверхностей выравнивания и террас. Результаты исследований в этом направлении позволили представить себе картину новейшего развития преимущественно как клавишно-блоковую, дифференцированную во времени и в пространстве [1]. Вопрос же выявления признаков неотектонической активности локальных складчатых и разрывных структур изучен значительно хуже. Признаки неотектонического развития таких морфоструктур были выявлены нами в процессе полевых работ на о-ве Шпицберген в районе пос. Лонгиербьюен (рисунок, фрагмент *a*).

В основу исследований положена развивающаяся в отечественной школе методика выделения развивающихся и неразвивающихся структур, основанная на анализе соотношения рельефа, геологической структуры и денудационной прочности слагающих ее пород [2].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Выражение в рельефе тектонических деформаций.

а – расположение района исследования на о-ве Шпицберген; *б* – сочетание флексуры и поверхностей морских террас; *в* – складчато-разрывная деформация в борту оврага; *г* – взаимное расположение выступа террасы и тектонической деформации (в плане)
 1 – слоистость в меловых алевролитах; 2 – разрывы, достоверные и предполагаемые;
 3 – примерная область локальной деформации; 4 – осложняющие складки; 5 – уступ террасы; 6 – овраг; 7 – поверхность террасы в фас; 8 – место района исследования

Территория, окружающая пос. Лонгиербьюен, сложена толщей терригенных, преимущественно алевролитовых пород верхнемелового и палеогенового возраста. Залегают эти породы в целом субгоризонтально или моноклинально, под небольшими углами падая в общем юго-восточном направлении. Основными элементами рельефа являются возвышающиеся над фьордом столовые возвышенности, достигающие высоты в 400-500 м. Возвышенности имеют сравнительно крутые склоны, в пределах которых наблюдается лестница террас. Датирование этих террас показало их голоценовый или позднечервтертичный возраст в интервале высот от 0 до 90 м [3].

Международный аэропорт поселка Лонгиербыюен расположен у основания одной из столовых возвышенностей, примерно в 4 км к северо-западу от самого поселка. Склон столовой возвышенности на интервале между поселком и аэропортом сравнительно крутой и подходит близко к берегу фьорда. В основании склона, сразу над проходящей здесь дорогой, расположен обрыв высотой примерно от 5 до 20 м, в котором обнажается слоистая толща алевролитов верхнемелового возраста. Слои пород залегают полого, образуя слабо выраженную моноклиналь. В отдельных редких местах моноклиналь осложняется сравнительно небольшими структурами, представляющими собой комплекс флексур, складок и разрывов, которые имеют локальный характер и затухают ниже и выше по разрезу. Рельеф основания склона позволяет выделить здесь лестницу морских террас, самая нижняя и молодая из которых собственно и образует бровку обрыва, расположенного вдоль берега (и, одновременно, вдоль дороги). Судя по следам техногенной деятельности, поверхность этой террасы моделирована людьми, однако степень внесенных ими изменений, видимо, незначительна.

Анализ соотношения террасового уступа и локальной деформационной структуры позволяет выделить признаки позднеголоценового развития последней. Бровка уступа самой нижней террасы, наблюдаемой на всем протяжении над дорогой, имеет разную высоту. Так, примерно посередине между поселком и аэропортом, она достигает максимальной высоты около 20 м. Затем происходит пологое снижение террасы в сторону поселка и, более крутое, до высот около 5 м, в сторону аэропорта. Непосредственно под местом перегиба бровки террасы наблюдается флексура, осложненная складками и небольшими разрывами (см. рисунок, фрагмент б). Крутизна и направление падения крыльев этой флексуры приблизительно коррелируется с асимметрией бровки обрыва террасы – более крутому крылу флексуры соответствует более крутой склон поверхности террасы, и наоборот. Наблюдаемые приблизительно прямые соотношения рельефа и структуры, в условиях однообразных по прочности толщи, с точки зрения морфоструктурного анализа свидетельствуют о вероятных проявлениях активной тектоники. Видимо, речь не идет об изгибиании первично горизонтальной поверхности террасы, а о некотором влиянии тектоники на направленность абразионных процессов, происходивших во время ее образования. Поскольку отмеченные особенности характерны для самой низкой и молодой террасы, то можно считать проявления тектоники позднеголоценовыми. Локальность явления определяется тем, что вышележащие террасовые уровни практически не изгибаются над местом деформации.

В нижней части склонов возвышенностей, расположенных прямо над аэропортом, также наблюдается хорошо выраженная лестница преимущественно абразионных террас, развитых по тем же мел-палеогеновым алевролитам, залегающим слабо моноклинально, с падением к юго-западу. В борту одного из многочисленных оврагов, рассекающем склон, наблюдается локальная деформационная структура, выраженная складкой и небольшими разрывами (см. рисунок, фрагмент σ). Структура носит локальный характер и, видимо, затухает в толще алевролитов по всем направлениям, не выходя за пределы области размерами в 10–20 м метров. Относительно рельефа структура как бы вписывается в одну из террас на склоне возвышенности, неровно срезаясь ее наклонной поверхностью в верхней части. Уступ этой террасы хорошо прослеживается по простирианию склона. Можно констатировать, что именно напротив деформационной структуры он выступает немного вперед, как бы подпираясь ею изнутри (см. рисунок, фрагмент ϱ). В условия однородных по прочности пород такая корреляция рельефа и деформации может свидетельствовать о влиянии развивающейся структуры на абразионные процессы во время образования террасы. Судя по высоте террасы над фьордом, ее возраст можно рассматривать как раннеголоценовый или позднечетвертичный.

Таким образом, анализ соотношения рельефа и геологической структуры пород на участке центральной части о-ва Шпицберген показывает наличие проявлений тектонической активности в четвертичное время, выразившейся в развитии локальных деформационных структур. Каков же источник тектонических напряжений? Попробуем предложить модель.

Как известно, расширение океанических плит в срединных хребтах, связанное с мантийными процессами, приводит к развитию мощных напряжений, передаваемых горизонтально в тело континентальной плиты [4]. Видимо, как результат этого давления и некоторых других процессов в мантии, периферия Баренцевоморской плиты задирается и образует ряд поднятий, выраженных в рельефе в основном архипелагами островов Сvalьбарда и Земли Франца-Иосифа [5]. Наличие разделяющих поднятие грабен-желобов (Св. Анны, Франца-Виктория и др.) свидетельствует о продольном окраине раздвигании и будинировании континентальной земной коры. Можно констатировать, что латеральное давление со стороны океанов приводит к расплющиванию окраины континента и ее удлинению в перпендикулярном направлении. Эти процессы с большой вероятностью происходят вдоль арктической окраины Баренцевоморской плиты, где давление практически перпендикулярно краю этой плиты.

В свете этой концепции Сvalьбардское поднятие как пограничная структура должно испытывать отжимание от Баренцевоморской плиты.

Возможно, что отодвигание приводит к надвиганию поднятия на дно бассейна и частичному поглощению океанического ложа. При этом в породах, слагающих Сvalбард, будут развиваться тектонические напряжения, которые и могут быть источником деформаций.

Литература

1. Шарин В.В. Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2004. 16 с.
2. Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций: Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. М.: Изд-во МГУ, 1999. 120 с.
3. Geology of Svalbard / W.B. Harland (Ed.) // Mem. Geol. Soc., London. 1997. V. 17. 514 p.
4. Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407, №3. С. 378–383.
5. Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

А.И. Ивлиев¹

Особенности рельефного структурирования контрастных тектонических ансамблей в полярных и экваториальных широтах

Кольский кратон с Печенгско-Лапландским региональным ключевым структурно-метаморфическим ансамблем наиболее детально и всесторонне изучен в самом глубоком (12,4 км) достоверном щитовом разрезе и обрамлении Кольской сверхглубокой скважины. В современном положении ансамбль сохранил глубинные особенности свекофенинской эпохи тектономагматической активизации. Он расположен в полярной части Западно-Арктического бассейна на одной долготе с Восточно-Танзанийскими аналогичными структурно-метаморфическими ансамблями экваториальной части Африканского континента.

На основе аналогии рассматриваемых объектов и периодичной последовательности в повторении ряда эндогенных и экзогенных процессов в них выделены и изучены в качестве эталонной модели контраст-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ные полнокристаллические тектонические ансамбли с участием характерной триады: 1) глубинных рельефно структурированных гранулитовых тел; 2) менее глубоко метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов прилегающих палеобассейнов; 3) внутренних и обрамляющих ансамбль легкоплавких и гибридных гранитоидных образований.

Общие черты и особенности геологического строения опорных структурно-вещественных ансамблей Баренцево-Кольско-Беломорского сегмента Арктики. Типичные тектонические ансамбли щитовой области Кольского полуострова отделены на востоке флексурой Полканова от перекрытой неопротерозойским и фанерозойским чехлом древней основной части Восточно-Европейской платформы. Высокобарические гранулиты Колвицко-Имандра-Варзугского тектонического ансамбля погружаются под современные осадки Кандалакшского залива Белого моря в юго-восточном направлении. Это направление совпадает с падением минеральной метаморфической линейности при сохранении общего северо-северо-восточного падения внешних границ геологических тел и кристаллизационной сланцеватости. Рельефное продолжение гранулитов за пределами острова Паленый в подводном положении не фиксируется.

В крайних северо-западных выходах высокобарические гранулиты Печенгско-Лапландского тектонического ансамбля в районе Порсанген-фьорда с аналогичной ориентировкой юго-восточного направления падения минеральной линейности при северо-восточным падении кристаллизационной сланцеватости перекрыты узкой полосой автохтонных и параавтохтонных неопротерозой-кембрийских осадочных комплексов байкалид-калевонид. Далее на западе эти практически неметаморфизованные отложения перекрыты или срезаны эшелонированной системой мощных надвиговых аллохтонных комплексов континентальных платформенных калевонид Балтии на территории Норвегии. В северном направлении неопротерозой-кембрийский тектонический клин континентально-морских отложений по субширотному разлому, проходящему вдоль изобаты 200 м в акватории Баренцева моря, сменяется современным Нордкапским прогибом. Судя по рельефным и морфоструктурным проявлениям, в акваториях Порсангер-фьорда, Нордкапского прогиба и Нордкапской банки не обнаружено каких-либо отчетливых признаков глубинного влияния возможного подводного продолжения Лапландского гранулитового пояса.

В полярной части Балтийского щита, в завершающие коллизионные и транспрессивные стадии тектонической активизации палеопротерозойских и фанерозойских мегациклических эпох тектономагматической активности, отчетливо проявилось асимметричное строение во фланго-

вых тектонических замыканиях метабазитовых составляющих как в гранулитовых комплексах Сальных и Кандалакшско-Колвицких тундр, так и в метаморфизованных палеопротерозойских бассейновых комплексах Кучинтундровского и Кислогубско-Мончегорского замыкания. Формирование рампово-дуговых продольно-поперечных систем происходило в сложных сдвиговых деформациях с общим полюсосбежным смещением консолидированных массивов с севера на юг. При этом во фланговых юго-восточных синформных замыканиях Сальнотундровских гранулитов и Кучинтундровских амфиболизированных метавулканитов Печенгско-Лапландского ансамбля и в северо-западном замыкании аналогичного структурно-вещественного Колвицко-Имандра-Варзугского тектонического ансамбля, проявились встречно направленные сдвигово-надвиговые син- и постметаморфические перемещения гранулитов с общим взды манием к меридиональной оси разделяющего их Нильско-Лапландского валаобразного поднятия вмещающих гранито-гнейсов.

Общие черты и особенности геологического строения опорных структурно-вещественных ансамблей восточного обрамления Танзанийского кратона экваториальной Африки. Танзанийский кратон представлен бимодальными метаморфизованными парагенезами древнейших коматиит-базит-риодацитовых вулканоосадочных и тоналит-трондьемит-гнейсовых плутонометаморфических неоднородностей континентальной коры, которые со времени архейской консолидации неоднократно подвергались градиентным термобарическим воздействиям в пределах единой обширной гранит-зеленокаменной области. Эта область, консолидированная в архее, сохраняла в длительной полистадийно-циклической геологической истории последующих тектономагматических, метаморфических и механотектонических активизаций роль главного межрегионального структурообразующего консолидированного кристаллического массива, расположенного на территории современной Танзании с периферийным обрамлением более молодых мобильных линейно вытянутых пересекающихся поясов. Отличительная особенность Танзанийского кратона от Кольского и всех аналогичных архейских кратонов в современном состоянии выражается в необычайно мощном проявлении в его внешнем обрамлении кайнозойского рифтогенно-плюмового вулканизма, редкометальных карбонатитов, алмазоносных кимберлитов с незначительным современным утонением континентальной литосферы на склоне самой крупной на Земле Индийской отрицательной аномалии геоида.

Так, в юго-восточном обрамлении наиболее древнего сиалического основания Танзанийского кратона от меридиональной зоны Додомы-Иринги в восточном направлении отчетливо отражены на геологиче-

ских картах сложные продольно- и поперечно-сдвиговые тектонометаморфические соотношения, с одной стороны, палеопротерозойских, наиболее жестких и предельно обезвоженных гранулитовых комплексов, а с другой – менее метаморфизованных бассейновых и неравномерно распространенных инфракrustальных комплексов градиентно-зонального пояса Умбендиан–Усараган (Ubendian–Usagaran), именуемого рядом исследователей в сочетании с более молодыми тектоническими ансамблями Мозамбикским поясом.

На геологической карте Танзании и Сводной карте минеральных проявлений м-ба 1:2 000 000 в общей сложности отражено положение 16 гранулитовых террейнов в виде относительных поднятий сиалического фундамента и смежных с ними разновозрастных склоновых и депрессионных бассейновых отложений. В пространственном положении предельно жесткие и дегазированные гранулитовые и плутонометаморфические комплексы палеопротерозоя и неопротерозоя образуют сдвигово-надвиговые анизотропно структурированные чешуйчато-дуговые морфоструктурные ансамбли в виде двух прерывистых фрагментированных гранулит-гнейс-мigmatитовых поясов.

Возможные модельные интерпретации результатов наблюдений

Модельный синтез результатов рельефного морфоструктурного изучения разновозрастных рельефно структурированных поверхностей тектонических и структурно-метаморфических несогласий, в сочетании с результатами геолого-геофизического и метаморфического картирования щитовых тектонических ансамблей, результатов петролого-геохимического и геотермического изучения разрезов глубоких и сверхглубоких скважин, коровых и мантийных ксенолитов убедил в необходимости поиска новых концептуальных подходов к системному обобщению наиболее представительного материала по Кольскому региону. В подготовленной к изданию монографии, более детально и аргументировано представлены оригинальные результаты комплексного сравнительного изучения лапландских высокобарических нижнекоровых гранулитов в одном тектоническом ансамбле с Печенгской зональной палеопротерозойской структурой на фоне регионального распространения архейских верхне- и среднекоровых высокожелезистых и глиноземистых гранулитов кольской серии, что позволило перейти к разработке инновационных экологически безопасных энергоресурсных и металлогенических проектов устойчивого природопользования на базе выделенных тектонических ансамблей.

Сравнительно высокие, по отношению к амфиболито-гнейсовому окружению, параметры добротности лапландских гранулитов, обезвоженных в высокотемпературных условиях нижней коры, ступенчато пони-

жаются на активационных стадиях ускорения декомпрессионного подъема различных по составу гранулитовых фрагментов. На ступенчатых траекториях ускоренного восходящего движения гранулитовых тел, с зональной высокотемпературной избирательной мигматизацией, неравномерной гранатизацией ортопироксен-плахиоклазовых пород и новообразованием метаморфогенного кварца, неизбежен массовый одновременный переход от высокотемпературных полиморфных модификаций породообразующих минералов (кварца, кальцита, пирротина и др.) к средне- и низкотемпературным твердофазным состояниям. Что сопровождается повышением химической активности воды и захватом ее флюидных ресурсов вместе с диоксидной формой углерода и сульфатной серой в минерально-породные водные, кальциевые и скаполит-содержащие новообразованные геологические тела низкобарических амфиболитовых и гранулитовых фаций метаморфизма. По мере протрузивного декомпрессионного продвижения к поверхности высокотемпературные глубинные обезвоженные гранулиты различного состава с понижением РТ-условий приобретают повышенную реакционную химическую активность по отношению к водным флюидам, что выражается в амфиболизации, биотизации, серпентинизации и хлоритизации силикатных составляющих, их кремнекислородном насыщении, а также переходом высокоплотных сульфидных минералов в водосодержащие сульфаты и углеводородных флюидных составляющих в крупнообъемные кислородные минеральные формы. Все перечисленные кинетически одноправленные процессы сопровождаются распорным кристаллизационным и консолидационным эффектом с увеличением объема и генерацией векторных направленных внутрисистемных избыточных твердофазных давлений.

В конечном интеграционном выражении совокупное взаимодействие этих процессов обеспечивает необратимую твердофазную компенсационную поддержку резонансным приливным и ротационно-инерционным восходящим движениям крупных консолидированных жестких в основной массе гранулитовых тел. Внешние пленочные ограничения этих тел в виде амфибол-биотитовых, серпентин-хлоритовых и др. пластичных поверхностей скольжения четко отражаются в рельефном структурировании при выходе полигенных контрастных тектонических ансамблей на денудационную поверхность щитов и кристаллических массивов.

Сейсмотектоническая характеристика Лено-Таймырской зоны на шельфе моря Лаптевых

Шельф моря Лаптевых является единственной частью Арктического шельфа России, где наблюдаются активные сейсмотектонические процессы. Их появление обусловлено взаимодействием в Арктическом бассейне крупных Евразиатской и Северо-Американской литосферных плит. Граница между ними в акватории Северного Ледовитого океана фиксируется «цепочкой» эпицентров землетрясений срединно-арктического хребта Гаккеля, которая на шельфе моря Лаптевых преобразуется в обширную зону диффузной сейсмичности, охватывающей всю его территорию радиусом до 600 км между п-овом Таймыр, дельтой р. Лены и Новосибирскими островами. Внутри названной зоны на фоне многочисленных слабых подземных толчков выделяются три полосы землетрясений с повышенной плотностью, простирающихся в северо-западном (субдолготном) направлении. Основная полоса (от юго-восточного окончания хребта Гаккеля до Янского залива моря Лаптевых) служит границей Евразиатской и Северо-Американской плит. Здесь с начала прошлого века отмечено около 3 тыс. сейсмических событий, в том числе ряд сильных землетрясений с магнитудой $Ms=5,5-7,0$. На краях шельфа параллельно основной полосе выявлены две другие полосы сгущений эпицентров землетрясений: на западной окраине – Лено-Таймырская, а на востоке в акватории Восточно-Сибирского моря – Новосибирских островов.

Наиболее активна Лено-Таймырская полоса, где за предыдущие 50 лет было зарегистрировано более 300 слабых землетрясений. Она следится через дельту р. Лены, вдоль побережья Оленекского залива моря Лаптевых и о-ва Большой Бегичев к п-ову Таймыр и, возможно, к островам Северная Земля. В ее пределах наблюдается ряд отдельных максимумов сейсмичности. Так, скопление эпицентров землетрясений фиксируется на участке Оленекской протоки дельты р. Лены и в Оленекском заливе моря Лаптевых, где отмечено событие 1980 г. с $Ms=5,4$ с небольшой серией афтершоков (около 20). Здесь вдоль берегов Оленекской протоки отмечен ряд сейсмогенных оползней и оплывин, а в отдельных местах прослеживаются небольшие тектонические уступы сбросового типа. Второй максимум эпицентров выявлен к западу от

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

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

первого скопления в том же заливе вблизи п-ова Терпяй-Тумса. Он представляет собой рой землетрясений, которые происходили в ноябре 1987 г. – мае 1988 г. (43 толчка). Наиболее сильное событие из них отмечено 25.11.1987 г. с $mb=5.1$. И, наконец, третья группа землетрясений тяготеет к п-ову Таймыр, где на его восточном побережье и примыкающей части шельфа произошло до 10 событий. Самыми значительными из них были подземные толчки, произошедшие в 1964, 1973, 1986, 1990 и 1996 гг. с магнитудами $mb = 3,5-5,0$.

Лено-Таймырская полоса слабой сейсмичности приурочена к зоне влияния Лено-Анабарского краевого шва Сибирской платформы [1], который прослеживается под покровом мезозойских и кайнозойских отложений одноименного прогиба между устьями рек Лены и Анабара. Названный шов отчетливо диагносцируется по линейной магнитной аномалии и градиентной ступени силы тяжести. В частности, в дельте р. Лены наблюдается протяженная Быковско-Ленская полоса максимумов гравитационных аномалий, соответствующих крупному выступу древних высокоплотностных пород фундамента, которая пространственно совпадает с Оленекским сектором Верхоянского складчатого пояса. Фронтальная зона данного сектора протягивается на 500 км в широтном направлении от устья р. Лены до Хатангского залива вдоль побережья моря Лаптевых при ширине до 70 км и состоит из серии кулисно расположенных складок запад–северо-западного простирания. Считается, что складки и надвиги формировались при субширотных левосдвиговых перемещениях вдоль северной окраины Сибирской платформы. Также предполагается, что к северу структуры сектора имеют продолжение на шельфе моря Лаптевых, где его ограничением может служить полоса высокоградиентных положительных гравитационных аномалий [1].

Сейсмичность п-ова Таймыр связывается с современными тектоническими движениями, выявленными по результатам среднемасштабной геологической съемки. Они фиксируются вдоль молодых разломов, которые в северо-западном и близдолготном направлениях пересекают субширотные древние мезозойские структуры. Особенно отчетливо «живые» разломы трассируются на участках современной перестройки гидросети, которая связана с перехватом долин рек. При этом реки изменяют свое русло, приспосабливаясь к трассам разломов. Чаще всего разрывные нарушения выражены прямолинейными отрезками речных долин с каньонообразным профилем. Сюда также тяготеют участки повышенной трещиноватости горных пород. Анализ геологических образцов показывает, что разломы северо-западного и субдолготного простираций отражают позднемезозойскую активизацию и влияют на формирование и размещение рудных формаций [2]. К зонам влияния таких мо-

лодых разломов приспособились долины рек Ленивая, Толевая, Нижняя Таймыра и другие, которые текут вкрест простирания субширотного хребта Бырранга. На востоке Таймыра сформировались два высокогорных массива: Заозерновский и Высотный с абсолютными отметками до 1146 м. Массивы резко выделяются на фоне среднегорного рельефа с высотами, не превышающими 400–700 м. Здесь обнаруживаются прямолинейные отрезки речных долин северо-западной и субдолготной ориентации, указывающие на систему современных «живых» разломов, секущих рассматриваемые массивы. Возможно, к одному из таких разломов приурочены проявления сейсмичности, зарегистрированные на восточной оконечности п-ова Таймыр. Они выражены субдолготной цепочкой эпицентров землетрясений на западном фланге Лено-Таймырской сейсмической полосы, секущей п-ов Таймыр вдоль берега Прончищева примерно по границе древних (карбон–пермь) отложений с кайнозойскими осадочными толщами. В составе этой группы толчков отмечено самое крупное Таймырское землетрясение 09.06.1990 г. с $mb=5,0$.

Изучение поля тектонических напряжений, действующих на шельфе моря Лаптевых, проводилось на основе анализа фокальных механизмов землетрясений с $mb \geq 4,8–5,1$. Для главной эпицентральной зоны – границы между Евразиатской и Северо-Американской плитами и юго-восточного окончания хребта Гаккеля были проанализированы фокальные механизмы 16 сильных землетрясений с $M=5,5–7,0$, произошедших в 1964–2005 гг. В рассматриваемом районе наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений растяжения, ориентированного субширотно вкрест простирания основных структурных элементов, а подвижки в очагах землетрясений соответствуют сбросам. Для Лено-Таймырской полосы были рассмотрены решения 4-х фокальных механизмов землетрясений, отмеченных в дельте р. Лены и в Оленекском заливе в 1963–1987 гг. Все они характеризуются сбросовыми смещениями в их очагах, но ориентация напряжений растяжения в сравнении с таковыми в главной сейсмической полосе шельфа моря Лаптевых изменилась с широтной на северо-восток–юго-западную.

Иной фокальный механизм имеет Таймырское землетрясение 1990 г., возникшее на западной окраине шельфа моря Лаптевых. Механизм его очага имел следующие параметры плоскостей разрыва: первая – $STK=178^\circ$, $DP=70^\circ$, $SLIP=90^\circ$; вторая – $STK=358^\circ$, $DP=20^\circ$, $SLIP=90^\circ$. При этом простирание обеих плоскостей – субдолготное, что совпадает с пространственной ориентацией фиксируемых в рельефе молодых разломов п-ова Таймыр. Одна из плоскостей сместителя круто (70°) падает на запад, а другая – под небольшим углом (20°) на восток. Подвижка по первой возможной плоскости разрыва соответствует взбросу, а по второй

– надвигу. Главные напряжения сжатия и растяжения были ориентированы в субширотном направлении (азимут соответственно 268° и 88°) под углами в 25° и 55° к горизонту.

Выявленные сейсмические полосы (главная и Лено-Таймырская) оконтуривают в западной части шельфа моря Лаптевых крупный Лаптевский блок. При этом на всех его границах, обозначенных проявлениями землетрясений, фиксируется рифтовый режим со сбросовыми подвижками в очагах землетрясений, лишь на крайнем западе наблюдается смена поля напряжений растяжения на сжатие (фокальный механизм землетрясения 09.06.1990 г.). Таким образом, в результате рифтинга имеет место смещение Лаптевского блока к западу, где в районе Таймыра наблюдается сжатие как реакция на рифтовые процессы, господствующие в пределах основной полосы эпицентров. Об этом также свидетельствует величина видимого поднятия побережья моря Лаптевых, определенная по данным за последние несколько десятков лет наблюдений за уровнем Мирового океана. Так, при вычитании из нее скорости движения уровня океана скорость современного тектонического поднятия для п-ова Таймыр составила +(1–2) мм/год [3].

Представленные сейсмотектонические особенности взаимодействия Евразиатской и Северо-Американской плит на шельфе моря Лаптевых позволяют учитывать их при сейсмическом районировании этой территории со значительными запасами углеводородных ресурсов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06–05–96069–р_восток_a).

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
2. Геологическая карта Горного Таймыра. М. 1: 500 000. Объяснительная записка. Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1986. 177 с.
3. Столова М.В. Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского // Докл АН СССР. 1965. Т. 161, № 1. С. 193–194.

Новейшие структуры и современная геодинамика Арктического сектора Верхоянской складчатой системы

Комплексные геолого-структурные и сейсмологические исследования, проведенные в Арктической зоне континентальной части Арктико-Азиатского сейсмического пояса, выявили переходную область, где сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры [1, 4, 6, 7]. В ее пределах развиты характерные структурно-фациальные зоны и определенные кинематические типы разломных структур, обусловленные смешанным полем напряженного состояния земной коры, и, как следствие этого, особенностями проявления современных геодинамических процессов.

В тектоническом отношении рассматриваемая территория расположена на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса (Хараулахский сегмент) и сложена преимущественно пермскими турбидитами, представленными переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, которые на западе несогласно перекрывают доломиты верхнего кембрия. В западной части сегмента (Булкурская и Чекуровская антиклинали) ядра сложены преимущественно карбонатными отложениями верхнего докембрия и кембрия, а крылья – мелководными обломочными породами перми, триаса и юры. Эти складки интерпретируются как рамповые антиклинали, образование которых связано со смещением (до 6 км) к западу по базальному (подошвенному) надвигу. В обнажении Чекуровский Мыс устанавливается серия обратных надвигов, как секущих, так и субпараллельных слоистости, по которым пермские, триасовые и нижнесредне-юрские отложения смещаются к востоку [3, 5].

Структура района определяется Хараулахским слепым автохтонным кровельным дуплексом, представленным на западе рамповыми антиклиналями Туора-Сисского поднятия. Секущие обратные надвиги Оленецкого сектора вероятно связаны с лево-сдвиговыми перемещениями в зоне динамического влияния Лено-Анабарского шва и могли образоваться на южном крыле восточного окончания данной сдвиговой зоны. На сдвиговый тип данной зоны указывает кулисная ориентировка складок, а также резкий разворот структур на северо-востоке южного крыла и косо расположенные сбросы в ее тыловой части. Крупные надвиговые

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

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

перемещения в аллохтоне дуплекса установлены и на западном крыле Хараулахского антиклиниория, где по Севостьяновскому надвигу каменноугольные и нижнепермские глубоководные дистальные турбидиты полого надвинуты в западном направлении на песчаниковые мелководные толщи перми. Амплитуда смещения измеряется многими километрами, поскольку к западу от его фронта расположен ряд небольших клипов представленных карбоном [5].

Современный морфотектонический план Хараулахского сегмента во многом наследует закономерности тектонического режима позднемезозойского этапа развития. На формирование новейших структур моделирующее влияние оказал транспрессионный режим, связанный с лево-сдвиговой зоной Лено-Анабарского структурного шва и фронтальным окончанием северо-западного разлома, трассируемого с горной системы хребтов Черского (Бакы-Бытантайский разлом). По его простирианию закономерно смещены к западу контуры Омолойской и Хараулахской кайнозойских впадин. Данная позиция подтверждается также общим субдолготным простирианием сводовых структур с отклонением их флангов к северо-западу, где Туора-Сисское поднятие, переходит по простирианию на левобережье р. Лена (кряж Чекановского).

События кайнозойской истории этой территории связаны с взаимодействием Северо-Американской и Евразиатской литосферных плит на северо-востоке Азии вдоль границы, проходящей через северные отроги Верхоянского хребта. Важнейшим следствием этого взаимодействия явился рифтогенез на продолжении спредингового хребта Гаккеля, приведший к частичной деструкции континентальной коры на обширных площадях, в том числе и Северном Верхоянье [6, 7]. Кайнозойский структурно-вещественный комплекс представлен палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием на различных уровнях докембрийского и мезозойского комплексов сложнодислоцированных пород. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин (Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки). Их заложение в палеогене обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хребта. В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами, что указывает на проявление в кайнозое фазы сжатия. Результаты специальных структурных исследований позволяют говорить о субширотной ориентировке оси сжатия, а рассмотрение данных по кайнозойским разрезам сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте данного события [1, 4].

Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоцен-четвертичное время. Молодые сбросы, смещающие

неогеновую кору выветривания, известны вдоль побережья залива Буор-Хая. Ось растяжения была ориентирована в субширотном или северо-восточном направлении. Разломы сбросового типа установлены в центральной части дельты р. Лена по подошве голоценовых аллювиальных отложений, которые прослеживаются у современного уровня Трофимовской протоки [2].

Детальные структурно-геологические исследования Хараулахской зоны позволили получить представительный материал по кинематике активных разломов, подтвержденных анализом тектонической трещиноватости, типами сейсмотектонических деформаций и данными фокальных механизмов землетрясений, приуроченных к зонам их динамического влияния. По особенностям пространственного распределения, протяженности и кинематике, все дизюнктивные нарушения объединены в три основные группы: Приморские сбросо-сдвиги, Западно-Верхоянские надвиги и Хараулахские сдвиго-сбросы.

Наиболее значимым дизюнктивом первой группы является Приморский сброс северо-западного простириания с небольшой левосторонней сдвиговой компонентой. Далее к югу, вдоль западного побережья губы Буор-Хая, его продолжает серия субдолготных (север-северо-западного простириания) разломов общей протяженностью 160 км, рассекаемых северо-восточными сдвигами. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические. В поле силы тяжести Приморская система представлена Быковско-Ленской высокоградиентной зоной северо-западного простириания, интенсивность которой на отдельных участках достигает 20 мГал/км. Западноверхоянская система расположена на правобережье низовьев р. Лена и отделяет складчатые сооружения Верхояно-Колымской области от Сибирской платформы. Несмотря на мезозойский возраст заложения, рассматриваемая зона активна и в современное время, на что указывает отчетливая морфологическая выраженность и эпицентры землетрясений, приуроченные к зоне ее динамического влияния. В центральной части района трассируется Хараулахская сдвиго-сбросовая система, представляющая собой зону сближенных субдолготных нарушений шириной 6–7 км и длиной до 200 км, состоящую из прямолинейных кулисообразно расположенных сдвиговых отрезков, соединенных диагональной премычкой растяжения шириной в 3 км и протяженностью 20–25 км. Активность Хараулахских разломов подчеркивается приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также местных землетрясений, включая сильные 8–9-балльные Булунские 1927 г.

В целом земная кора Хараулахского сегмента Арктического сектора Верхоянской складчатой системы находится под воздействием неоднородного поля тектонических напряжений. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различные азимуты простираций и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это может свидетельствовать о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается как в условиях растяжения, так и сжатия.

Таким образом, в Арктическом секторе Верхоянской складчатой системы существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединно-океанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас, соединяется с системой срединно-океанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Работа выполнена в рамках III Международного Полярного года и проекта РФФИ № 07-05-00760а.

Литература

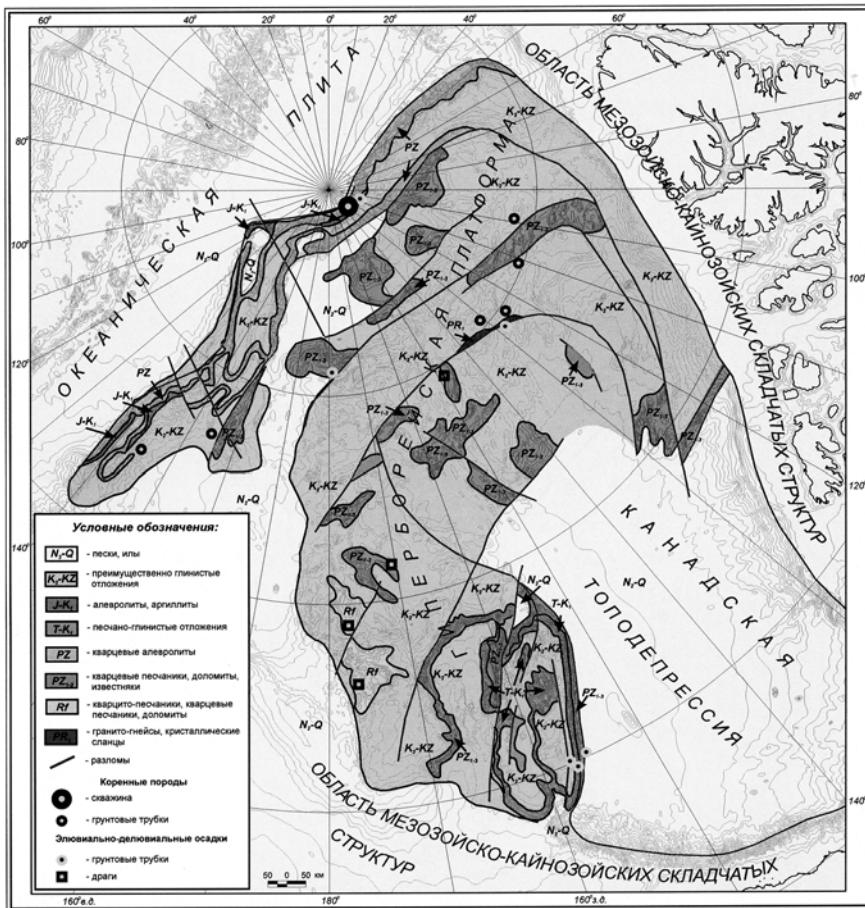
1. Богданов Н.А., Хайн В.Е., Розен О.М. и др. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, 1998. 127 с.
2. Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты р. Лена (четвертичный период) Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 152–172.
3. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 207 с.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
5. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.
6. Fujita K., Cook D., Hasegawa H. et al. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia // Geology of North America. V. 50: The Arctic ocean region / A. Grantz, G.L. Johnson, J.F. Sweeney (Eds.). Boulder: Geological Society of America, 1990. P. 77–100.
7. Grachev A.F. Geodynamics of transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridges // Continental margin Geology. / J.S. Watkins, C.L. Drake (Eds.) // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 33 Tulsa, OK, 1982. P. 103–113.

Геология области Центрально-Арктических поднятий по результатам изучения донно-каменного материала

Данные, полученные в результате изучения донно-каменного материала (ДКМ), собранного в глубоководной части Амеразийского суббассейна в процессе геолого-геофизических работ экспедиций «Арктика-2000», «Арктика-2005», «Арктика-2007» по проекту «Проблема внешней границы континентального шельфа», позволили на геологической основе воссоздать историю развития области Центрально-Арктических поднятий и определить ее геотектоническую природу. Это стало возможным после того, как было показано, что площадное распределение основных масс грубообломочного материала определяется особенностями рельефа дна и общим характером геоморфологического устройства рассматриваемой области, а ДКМ был классифицирован как элювиально-делновиальные осадки. Это не согласуется с широко принятой концепцией образования ДКМ за счет разноса обломков пород льдами Баффортского кругового течения из районов Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага. Концепция ледового разноса несостоятельна и геологически. Обломки, образующие развалы ДКМ на дне, связаны с породами типично платформенной формации, уровень преобразования которых не выше позднего диагенеза, тогда как породы предполагаемых источников в Северной Гренландии и Канадском Архипелаге входят в состав Иннуйтской складчатой системы, они метаморфизованы и характеризуются формационным разнообразием.

Таким образом, ДКМ, имеющий местное происхождение, является основным источником информации о составе, возрасте и формационной принадлежности коренных пород дна. По результатам его изучения построена геологическая карта масштаба 1:5 000 000 (рисунок), из которой следует, что в области Центрально-Арктических поднятий широко развиты рифейско-палеозойские и мезозойские отложения. В структурном отношении эта область представляет собой интенсивно блоково раздробленную платформу, пространственно, в значительной части, совпадающую с Гиперборейской платформой Шатского–Пущаровского, за ней и оставлено это название. Следовательно, здесь не остается места для океанических структур, нет следов древнего или современного раздвига, нет и данных, характерных для островных структур.

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



Геологическое строение глубоководной части Амеразийского суббассейна

Гиперборейская платформа представляет собой реликт дорифейской кратонизированной массы, именуемой нами Восточно-Арктической палеоплатформой [1], занимавшей значительную часть современного Полярного бассейна и, вероятно, на первом этапе, шовными зонами отделяющуюся от древних жестких масс Северной Америки, Азии и Европы. Впоследствии эти зоны были унаследованы активно развивающимися бассейновыми структурами, выполненнымными формационно разнообразным комплексом осадков рифейско-палеозойского возраста, а в ограниченной ими области стабилизации накапливались мелководные терригенные осадки, подвергавшиеся глубокому химическому распаду и об-

гашенные устойчивыми минералами. В обстановке лагун накапливались и доломиты и известняки с разнообразным комплексом органических осадков. По своему характеру такой тип отложений сходен с рифейско-палеозойскими чехольными образованиями древних платформ Северной Америки, Азии, Европы, перекрывающими карельско-гудзонский кристаллический фундамент.

Как показали исследования ДКМ, на поднятии Менделеева он на 90–95% состоит из обломков кварцита-песчаников, кварцевых песчаников, доломитов и известняков; 5–7 % – обломки диабазов. В виде единичных обломков встречены гранулиты. Здесь предполагаются две толщи: кварцита-песчаников, кварцитовых песчаников и доломитов (судя по данным U-Pb локального анализа дегритных цирконов, рифейского возраста) мощностью не менее 600 м и доломитов, кварцевых песчаников и известняков с остатками рыб, конодонтов и фораминифер среднепоздне-палеозойского возраста – не менее 500–600 м. Нижнепалеозойская фауна здесь не обнаружена, однако сопоставление описанных отложений с отложениями поднятия Нордуинда, где А.Гранцем установлены и поздне- и раннепалеозойские отложения, позволяет предположить, что и в данном районе имеются кембро-ордовикские отложения, а палеозой, таким образом, представлен в полном объеме. Общая мощность рифейско-палеозойских отложений 2000–2500 м. Залегают они на кристаллическом фундаменте, возраст которого, по косвенным данным, 1800–1900 млн лет. На поднятии Альфа установлен аналогичный комплекс обломков, только кристаллические породы встречаются чаще. Здесь также обнаружены разнообразные органические остатки позднепалеозойского возраста и единичные обломки остракод ордовика. На западе этого поднятия вскрыты коренные отложения верхнемеловых и палеогеновых глин и диатомитов.

Прогнозируемый разрез хребта Ломоносова состоит из трех толщ. Нижняя сложена кварцевыми песчаниками, кварцевыми алевролитами, доломитами и известняками; мощность ее не известна. По данным U-Pb локального анализа дегритных цирконов часть ее имеет рифейский возраст. В целом, эта толща аналогична рифейско-палеозойским породам поднятия Менделеева. Залегает она, вероятно, на кристаллическом основании, обломки пород которого представлены хлорит-биотитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами. Вторая (средняя) толща юрско-мелового возраста состоит из аргиллитов, содержащих переотложенные фрагменты хвойных деревьев, водорослей, спикулы губок позднепалеозайского и раннемезозайского возраста. На юге хребта в четвертичных осадках найден обломок поздн妖ско-меловой древесины. Мощность ее неизвестна. Верхняя толща имеет песчано-глинистый состав, неполная

мощность ее, судя по сейсмоакустике, 60–70 м. Верхние 10 м толщи, вскрытые грунтовыми трубками, имеют плиоцен–четвертичный возраст. Возраст всей толщи неизвестен. Коррелируя эти отложения с разрезом Скв. 392 можно предположить, что он не древнее миоцена. Но не исключено, что здесь присутствуют и позднемеловые–палеогеновые отложения.

Еще один комплекс обломков, обнаруженный на юге хребта, представлен базальтами. Положение исходных пород в разрезе неизвестно. Судя по свежести пород они, скорее всего, относятся к одному из последних этапов позднемелового–кайнозойского магматизма.

Гиперборейская платформа сформирована в результате деструкции Восточно-Арктической палеоструктуры в процессе неоднократных жестких контактов с главными континентальными плитами Северной Америки, Азии и Европы, определившими формирование Арктического складчатого пояса, включающего байкалиды, каледониды и мезозоиды и образованного по периферии древней кратонизированной структуры в центральной части современного Арктического бассейна. С средне-позднепалеозойской деструкцией связано блоковое строение фундамента мезозойского бассейна седиментогенеза и формирование преимущественно континентальных фаций на западе палеоплатформы и устойчивого морского режима на юго-востоке. Особенно интенсивно процесс деструкции прошел в позднемезозойско-кайнозойское время. В результате сжатия, деструкции подверглась вся сохранившаяся к тому времени Восточно-Арктическая палеоплатформа, а последовавшее затем растяжение обусловило глыбово-блоковое обрушение, образование современной системы подводных поднятий и не компенсированных впадин, в том числе Канадской котловины, отнесенной к бассейновым структурам, и, в соответствии с рекомендациями [2], классифицируемой как топодепрессия.

Литература

1. Кабаньков В.Я., Андреева И.А. О геотектонической структуре Полярного бассейна и геологических критериях выделения его шельфовых областей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., 2006. С. 121–130. (Тр. ВНИИОкеангеология; Т. 210, вып. 6).
2. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).

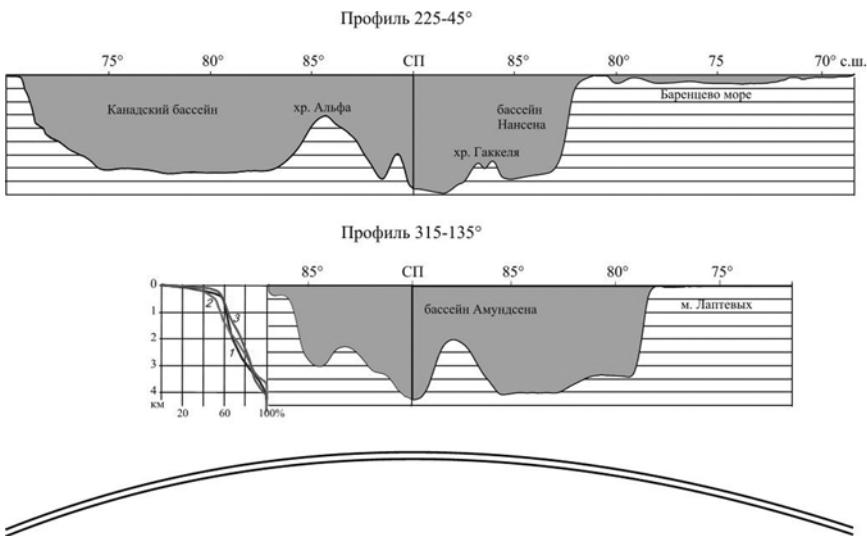
Проблемы палеореконструкций для Арктической области Земли

Самый маленький океан Земли – Северный Ледовитый (СЛО), или Арктический – по всем своим параметрам существенно отличается от остальных океанов [1], по механизму формирования сравнивается то с Красным, то со Средиземным морем, а по тектонике характеризуется как «гибридный», гетерогенный [2].

Выполненный автором батиметрический анализ СЛО по цифровым данным ЕТОРО5 показал, что батиграфическая кривая СЛО наиболее близка таковой для Южно-Китайского моря. Несмотря на резкую асимметрию рельефа СЛО относительно его как короткой, так и длинной оси, батиграфические кривые двух половин СЛО по обе стороны этих осей практически одинаковые (рисунок), на долю шельфа (переуглубленного, по сравнению с шельфом Южно-Китайского моря) в обеих половинах приходится около 50 % площади. По характеру распределения глубин СЛО весьма близок Северо-Западной части переходной зоны Тихого океана [3], если сопоставлять (наиболее информативные) распределения по 5-градусным широтным трансsectам зоны перехода с распределением по 5- или 10-градусным долготным секторам СЛО.

Несмотря на «классический» характер кайнозойского спрединга в СЛО, реконструкции всего мезозойско-кайнозойского этапа эволюции Земли (включающего, по [2], три стадии) в Арктической области представляют довольно сложную проблему. Даже для увязки кайнозойского этапа раскрытия СЛО на месте прежнего Биармийского морского бассейна (NB: на поверхности Земли современной кривизны!) приходится прибегать к геологически и геофизически необоснованному разрыву между Евразией и Северной Америкой (Палеоарктический океан?), т.к. деформации на континенте и на шельфе моря Лаптевых в секторе спрединга (Момский рифт) недостаточны для его компенсации. Еще больше неопределенностей и произвола в реконструкциях мезозойского этапа раскрытия Амеразийского бассейна в Канадской котловине, где приходится прибегать к дроблениям континентальных блоков на микроплиты и террейны с относительными смещениями на сотни километров, а также к компенсационнымprotookeаническим вставкам (Южно-Ануйский или Protoарктический океан Ануй-Ангаючам [2]). К тому же гипотети-

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



Профили рельефа дна Северного Ледовитого океана, проходящие через Северный полюс (СП) по его длинной и короткой осям, и батиграфические кривые двух половин океана (1 – сектор 315–0–135°, 2 – сектор 135–315°) по обе стороны от короткой оси в сопоставлении с батиграфической кривой Южно-Китайского моря (3).

Концентрическими дугами внизу представлена реальная кривизна земной поверхности для горизонтального масштаба профилей, промежутку между дугами в этом масштабе соответствует 35–40 км

ческий спрединговый центр (срединный хребет?) Амеразийского бассейна оказывается никак не связанным с реальной непрерывной глобальной системой срединно-океанических хребтов.

Более логичны и последовательно непротиворечивы палеореконструкции (не только для арктической области) с позиций гипотезы расширения Земли, предполагающей, что к началу мезозоя радиус Земли составлял 80 % от современного [1, 4]. Однако эти палеореконструкции не рассматриваются с должным вниманием не столько из-за агрессивного засилья плитовой тектоники, сколько из-за **кажущейся** физической необъяснимости (невозможности) даже такого (25 %-ного по радиусу) расширения. Основная задача данного доклада – показать, что именно **только такое** (соответствующее двукратному увеличению объема!) расширение имеет простейшее физическое объяснение, которое автор представил еще в 1980 г. под названием «новая геодинамическая модель» [5]. В 1996 г. она была по нашей просьбе смоделирована на ком-

пьютере М.Г. Сербуленко в ОИГГМС СО РАН, а в 1998 г. была представлена на Международном симпозиуме по новым концепциям в глобальной тектонике (NCGT) в г. Цукуба (Япония) под названием **адунационной** (англ. «adunation» – слияние, соединение в одно целое) [6].

Согласно адунационной модели, Земля как планета образовалась в начале мезозоя в результате адунации двух одинаковых по размерам планет, составлявших до этого тесную бинарную систему [5, 6]. Для компонентов этой бинарной системы уже давно имеются собственные имена, отвечающие их облику, – Пангея и Панталасса. Вся домезозойская «геологическая» история относится к Пангею, к ее континентальной коре, тогда как Панталасса свою историю утратила, т.к. не имела достаточно мощной коры. Из адунационной модели автоматически вытекают многочисленные количественные и качественные следствия [5–7], являющиеся вескими аргументами ее правомерности. В частности, только адунационная модель дает обоснование наблюдаемому соотношению площадей континентальной и океанической коры, механизму и источнику энергии ее перераспределения на поверхности Земли в мезозое и кайнозое. Неоспоримое преимущество адунационной модели перед всеми другими (умозрительными, по сути) в том, что она поддается строгой математической проверке (расчетам) и моделированию.

Величайшая трагедия науки не в том, как считал Т.Г. Гексли (Т.Н. Huxley) по поводу разрешения многолетнего англо-французского научного спора о форме Земли, что «один мерзкий факт способен умертвить прекрасную гипотезу», а в том (что более академично), что такую гипотезу могут не замечать вообще (особенно, когда нет достаточно мерзких фактов). За прошедшие почти 30 лет с момента издания Препринта [5], 100 экземпляров которого были разосланы персонально членам Отделения наук о Земле (тогда еще АН СССР), ими не было опубликовано ни одного упоминания об адунационной модели, как и ни одного факта, который бы ей противоречил. Такая же участь постигла и монографию [7], где аргументы «за» и следствия из адунационной модели рассмотрены более детально. Остается надеяться, что назревшая geopolитическая необходимость практического освоения полярных областей вынудит геологов (в широком смысле) отказаться от «академического» отношения к неортодоксальным моделям эволюции нашей уникальной планеты, без которых построить единую и непротиворечивую теорию эволюции Земли до сих пор не удалось.

PS: «Американские астрономы установили, что столкновения планет возможно вокруг «пожилых» звезд с уже давно сформировавшимися планетарными системами. Подобное событие, вероятно, произошло вокруг звездной системы BD+20 307 в созвездии Овна на расстоянии 300 световых

лет от Земли. Об этом сообщается в пресс-релизе *Worlds in collision* на сайте Калифорнийского университета (UCLA), сотрудники которого принимали участие в исследовании. Работа ученых появится в журнале *The Astrophysical Journal* в декабре» [URL: <http://lenta.ru/news/2008/09/24/collision/>].

Литература

1. Никольский Ю.И. Генетический ряд современных океанов и их континентальных окраин по геофизическим данным // Рос. Геофиз. журн. 2002. № 27–28. С. 109–132.
2. Шипилов Э.В. Генерация спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
3. Казанский Б.А. Батиметрия морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны по цифровым данным ЕТОРО 2' // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 54–63.
4. Owen H.G. Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Cenozoic // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1976. V. A281. № 1303. P. 223–291.
5. Казанский Б.А. Новая геодинамическая модель: Препринт ДВНЦ АН СССР. 1980. 46 с.
6. Kazansky B.A. A quasi-plate tectonics – an adunation model // Proc. Int. Symposium on new concepts in global tectonics. Tsukuba, Japan. 1998. P. 154–158.
7. Казанский Б.А. Палеореконструкции в моделировании эволюции Земли. Владивосток: Дальнаука, 2002. 108 с.

И.А. Каменев¹

Геологическая позиция, петрология и геохронология пород восточного борта ледника Эймери (Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида)

Цепь мелких нунатаков, отдельных гор и горных массивов протягивается от побережья залива Прюдс в глубь материка на 120 км, маркируя восточный борт крупного рифтового грабена, представляющего собой сейчас долину выводного ледника Ламберта и шельфового ледника Эймери (рисунок). Размеры мелких горных выходов, как правило, не превышают по площади 1–10 км². Наиболее значительные из них: мыс Дженнингс (6 км²), холмы Мистичелли (6 км²), гора Взлетная (9 км²), холмы Рейнболт (45 км²). Ранее эти горные выходы изучались советскими геологами лишь в 17–19-й САЭ (1971–1974 гг.), а также бегло австралийскими специалистами.

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

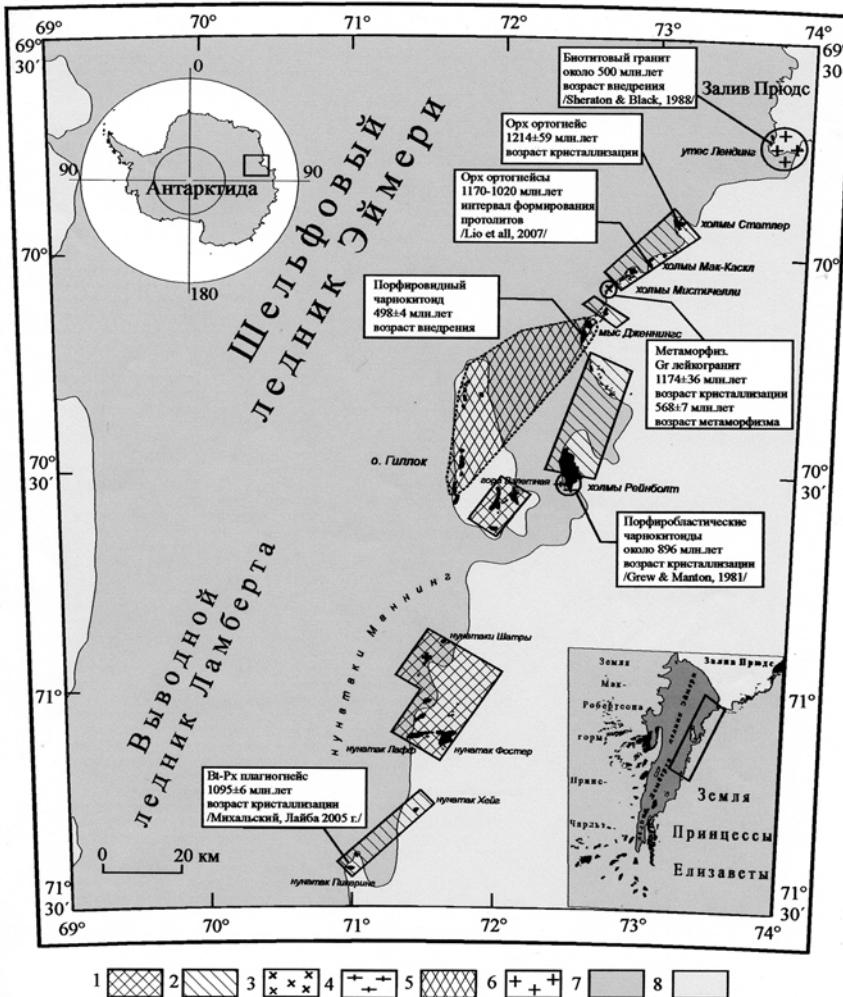


Схема геологического строения восточного борта ледников Эймери и Ламберта.

1, 2 – области развития: 1 – парагнейсов; 2 – ортогнейсов; 3 – метаморфизованные гранатовые лейкограниты; 4 – порфиробластические чарнокитоиды холмов Рейнболт; 5 – порфировидные чарнокиты; 6 – порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты; 7 – ледники: шельфовый и выводной; 8 – материковый лед

В комплексе протерозойских метаморфических пород, слагающих указанную цепь, выделены парагнейсовая и ортогнейсовая серии. Пара-

гнейсовая серия сложена гранат-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами (нередко с силлиманитом и кордиеритом), а также гранат-ортопироксеновыми гнейсами. Породы в разной степени подвержены мигматизации. Ортогнейсовая серия сложена ортопироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами. В подчиненном объеме в ней присутствуют базитовые кристаллосланцы. В изученной полосе преобладают выходы пород ортогнейсовой серии. Взаимоотношения серий не вполне ясны, но предполагается более древний возраст парагнейсовой серии как вмещающей рамы для ортогнейсов. Гнейсовые толщи прорывают интрузивные и метаинтрузивные образования, в основном, различные гранитоиды, слагающие жилы, пластовые и штокообразные тела. Выделяются крупные интрузии панафриканских [1] порфировидных чарнокитоидов и порфировидных биотитовых гранитов, реконструируемые площади развития которых превышают 100 км².

Установлено, по крайней мере, три основных метаморфических события. Событие M₁ предполагается по аналогии с ранним событием в прилегающем районе побережья залива Прюдс, где оно проявилось в условиях высокотемпературной гранулитовой фации повышенных давлений. Для события M₂ характерны условия низкотемпературной гранулитовой фации умеренных давлений. Событие M₃ проявлено неравномерно и выражено ретроградными преобразованиями гранулитов в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений. Заключительные метаморфические преобразования выразились локальными незначительными изменениями, происходившими в условиях не выше зеленосланцевой фации.

Определены термобарические условия для события M₂ и M₃ с использованием метода TWEEQU (Berman, 1991). Для этапа M₂ по образцу биотит-гранатового парагнейса вычислены равновесные условия в системе гранат–кордиерит–силлиманит–плагиоклаз–альфа-кварц, составившие: Р = 5,6 кбар, Т = 792 °С. Они лежат в поле устойчивости биотит-гранат-кварц-гиперстеновой субфации гранулитовой фации по схеме фаций Бушмина и Глебовицкого (2007 г.). Для этапа M₃ определение равновесных условий выполнялись по образцу ортопироксенового ортогнейса в системе гранат–биотит–ортопироксен–плагиоклаз–альфа-кварц. Они составили: Р = 5,2, 4,2 кбар и Т = 705 и 651 °С, что соответствует гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой субфации высокотемпературной части амфиболитовой фации по той же фациальной схеме.

По трем образцам гранитоидов выполнено изотопное датирование классическим U-Pb анализом цирконов. Возраст кристаллизации протолита ортопироксеновых гнейсов составил 1214±59 млн лет. Схожий возраст кристаллизации получен по метаморфизованным гранатовым лей-

когранитам: 1174 ± 36 млн лет. Рубежи, по сути, перекрываются, однако лейкограниты несомненно являются более поздними образованиями, так как интрудируют породы ортогнейсовой серии. В лейкогранитах определен и более поздний возрастной рубеж – 568 ± 7 млн лет. Он отнесен к событию M_2 , т.к. морфологические особенности цирконов из лейкогранитов свидетельствуют о преобразованиях пород в условиях гранулитовой фации. Наконец, по образцу интрузивных чарнокитоидов определен возраст внедрения, равный 498 ± 4 млн лет.

В целом по восточному борту ледника Эймери реконструируются четыре главных эндогенных события. Внедрение крупных гранитоидных тел (протолитов ортогнейсов) имело место около 1200 млн лет назад. Предположительно на рубеже 900–1000 млн лет произошли пластические деформации и метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации, связанные с гренвильским тектонотермальным событием. Следы этого события проявлены в западном борту ледника Эймери, а также на побережье залива Прюдс. На гренвильскую активизацию в изученном районе указывает возраст порфиробластических чарнокитоидов холмов Рейнболт – около 896 млн лет [2]. На рубеже около 568 млн лет породы претерпели повторный метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Эта активизация связана, очевидно, с панафриканским тектонотермальным событием, широко проявленным в районе побережья залива Прюдс. Внедрение крупных интрузивных тел гранитоидов (гранитов, чарнокитоидов) возможно происходило на завершающем этапе тектонотермальной активизации на рубеже около 500 млн лет. Позднее метаморфические и некоторые интрузивные породы претерпели наложенный метаморфизм амфиболитовой фации проявленный неравномерно. Завершающей стадией является внедрение посткинематических интрузивных жильных гранитов.

Представленные новые данные по восточному борту ледника Эймери несколько отличаются от данных Лайбы и Кудрявцева по соседнему району, расположенному в 30 км южнее и простирающемуся от нунатаков Шатры до нунатака Пикеринг (см. рисунок). По их данным, пиковые условия последнего гранулитового метаморфизма (M_2) достигали: $P = 6$ кбар, $T = 910^\circ\text{C}$, а время кристаллизации протолитов ортопироксенового плагиогнейса оценивается в 1095 ± 6 млн лет [3]. Разница примерно в 100 млн лет между кристаллизацией ортогнейсовых протолитов на двух близких участках свидетельствует, возможно, о продолжительном периоде магматической активизации, в результате которой появились крупные многофазные интрузивные тела гранитов и плагиогранитов. На длительный период формирования в интервале 1170–1020 млн лет подобных тел в районе восточного борта ледника Эймери указывают и за-

рубежные исследователи. Метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации при $P = 6,6\text{--}7,2$ кбар, $T = 700\text{--}750$ °С происходили, по их данным, на рубеже около 530 млн лет назад [4]. Несколько различные параметры по времени и условиям гранулитового метаморфизма (M_2) возможно связаны с некоторым изобарическим охлаждением пород в период обусловленного коллизионными процессами формирования орогена.

Литература

1. Sheraton J.W., Black L.P. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites // Lithos. 1988. V. 47. P. 37–52.
2. Grew E.S., Manton W.I. Geochronologic studies in East Antarctica: Ages of rocks at Reinbolt Hills and Molodezhnaya Station // Antarctic J. U.S. 1981. № 5. P. 5–7.
3. Лайба А.А., Кудрявцев И.В. Геологическое строение восточного борта шельфового ледника Эймери (Земля Принцессы Елизаветы) по результатам работ 49-й РАЭ // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктиде. Вып. 1. 2006. С. 33–53.
4. Xiaochun Liu et al. Petrology and geochronology of granulites from the McKaskle Hills, Eastern Amery Ice Shelf, Antarctica, and implications for the evolution of the Prydz Belt // J. Petrol. 2007. P. 1–28.

Е.Н. Каменев¹, И.А. Каменев², В.С. Семенов¹

Минерагенические провинции в геотектонических структурах Антарктиды

Тектоническая структура антарктического континента состоит из двух главных геотектонических элементов: докембрийского Восточно-Антарктического кратона (или древней платформы), охватывающего большую часть Восточной Антарктиды, и полициклического фанерозойского Западно-Антарктического подвижного пояса на Тихоокеанской окраине континента. По сейсмологическим и гравиметрическим данным в Западной Антарктиде мощность коры оценивается в 25–30 км, а литосфера – около 100 км, тогда как в Восточной Антарктиде эти мощности составляют соответственно 40–50 и 120 км. Резкая граница между этими

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

сегментами материка проходит вдоль Трансантарктических гор. Предполагается, что литосфера восточного сектора древней платформы (геоблока Уилкса) более холодная, чем литосфера западного ее сектора (геоблока Эндерби). Границей этих геоблоков служит, вероятно, долина крупного выводного ледника Денмана, на продолжении которой внутри материка находится подледное озеро Восток.

Докембрийский Восточно-Антарктический кратон. Геоблок Уилкса характеризуется преобладанием равнинной подледной поверхности, значительная часть которой сейчас находится ниже уровня моря в интервале глубин 500–1000 м и более. За исключением редких каменных оазисов и нунатаков у побережья, сложенных преимущественно раннедокембрийскими кристаллическими сланцами и гранитами (реликты реактивизированных в среднем протерозое архейско-раннепротерозойских кратонов), здесь развит сплошной и мощный ледяной покров, в результате чего строение этого геоблока практически не изучено. Судя по скучным геофизическим данным и наличию на окраинах геоблока реликтов палеозойско-мезозойского осадочно-вулканогенного чехла, депрессиям коренного ложа соответствуют платформенные синеклизы или эпикратонные седиментационные бассейны, в осадочном чехле которых преобладают позднепалеозойские–кайнозойские комплексы. В целом имеются основания предполагать плитный облик геоблока Уилкса, в фундаменте которого кристаллические комплексы могут иметь даже раннедокембрийский возраст. За исключением богатых Mn-силикатами будин и маломощного горизонта железистых кварцитов среди метаосадочных толщ островов Уиндмилл, образованных преимущественно метаинтрузивами, никакихrudопроявлений в этом геоблоке не было обнаружено, а из-за мощного материкового ледового покрова определяемые по косвенным признакам некоторые перспективы его нефтегазоносности не могут иметь экономических последствий даже в отдаленном будущем.

Геоблок Эндерби окаймлен вдоль побережья широкой прерывистой полосой (от 300 до 600 км), частично свободных от ледяного покрова глыбовых гор. В остальной огромной части геоблока под льдом скрыто слабо возвышенное плоскогорье, в приполюсной части которого расположены крупнейшие на материке подледные горы Гамбурцева, и повсюду возвышаются одиночные горные массивы и останцы. Обнаженные горы в большинстве сложены комплексами интенсивно дислоцированных метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, формирование которых началось в раннем докембрии. Однако среди них достаточно широко распространены более поздние продукты термотектонической переработки (включая раннепалеозойские). В целом геоблок Эндерби предстает в виде гигантского Антарктического щита, на

котором комплексы чехла сохранились лишь на крайнем западе Земли Королевы Мод, преимущественно в среднепротерозойском (1400–1200 млн лет) зеленокаменном прогибе Модхейм, в хребте Шеклтона и в пермско-триасовом грабене оз. Бивер в крупнейшей на континенте (включая шельф) рифтовой системе ледника Ламберта.

Большинство прибрежных глыбовых гор и оазисов представляют собой различные части гигантского протерозойско-раннепалеозойского полициклического Вегенер-Моусонского коллизионного подвижного пояса протяженностью около 5000 км. Лишь в горах Принс Чарльз можно предположить, что его ширина превышает 500 км. Наиболее ярко проявлены циклы тектонической активности с кульминацией 1100 и 550 млн лет назад. Преобладающие метаморфические породы относятся к гранулитовой и амфиболитовой фациям.

В северных частях щита на Земле Эндерби, Земле Принцессы Елизаветы и Земле Королевы Мод на площади более 80 000 км кое-где сохранились частично переработанные реликты Нейпирского архейско-раннепротерозойского гранулит-гнейсового комплекса, сложная геологическая (главным образом, эндогенная) история которого прослеживается со времени 3900 млн лет. Глубокий и интенсивный метаморфизм гранулитовой фации Нейпирского комплекса Земли Эндерби ($T = 1100^{\circ}\text{C}$, $P = 9\text{--}10$ кбар), датируемый возрастом 3000 млн лет, неизбежно повлиял на минерагению рассматриваемого блока. В наиболее южных из обнаженных горах Принс-Чарльз на площади около 35 тыс. km^2 распространены коренные выходы горных пород архейско-раннепротерозойского Рукерского гранит-зеленокаменного комплекса. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, интенсивно складчаты, рассланцованны, образуют надвинутые друг на друга тектонические пластины и структуры обрамленных куполов.

Кратонный режим в геоблоке Эндерби установился около 450 млн лет назад, когда наступил период деформаций растяжения, дробления на мелкие блоки, глубинного платформенного магматизма в связи с проникновением разломов в мантию. Известны следующие проявления платформенного магматизма: силурийско-девонские интрузии сиенитов и дайки лампроитов, каменноугольные дайки долеритов и лампрофиров, юрские центральные интрузии щелочно-ультраосновных пород, меловые силлы, штоки и дайки щелочных ультрабазитов (в том числе кимберлитов), раннепалеогеновые лавы щелочных базальтоидов и голоценовый вулкан Гауссберг (лейцитовые базальты и лампроиты).

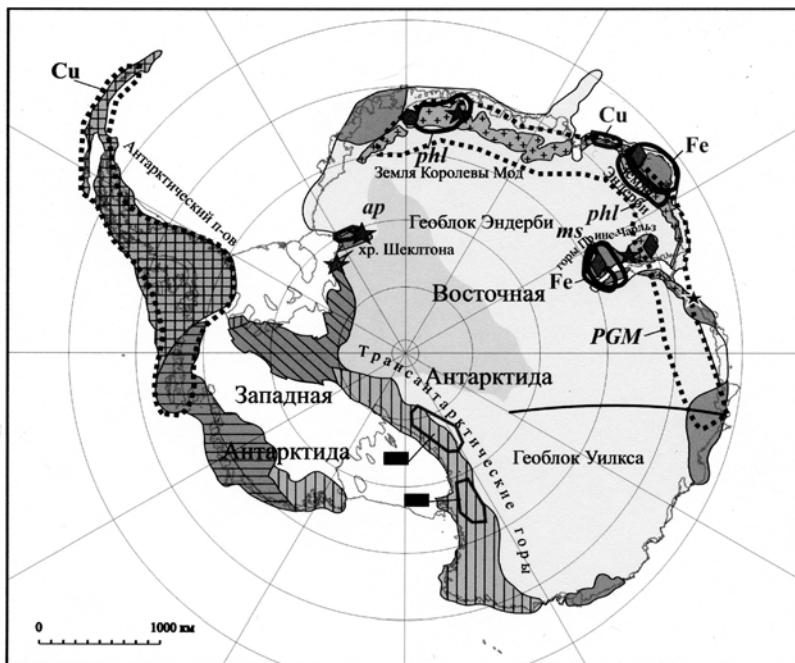
В пределах геоблока Эндерби известны следующие минерагенические провинции. К раннедокембрийским относятся Нейпирская и Рукер-

ская железорудные провинции. Помимо рудопроявлений железа с первой из них связаны интересные рудопроявления бериллия. Геологические характеристики второй из них позволяют прогнозировать в ее пределах золото-платиноносные конгломераты, медно-никелевые сульфидные месторождения с хромом, платиноидами и золотом, золото-кварцевые, золото-теллуридные и колчеданные полиметаллические руды. Территориально с Рукерской провинцией связаны пегматитовые рудопроявления мусковита, редких металлов, высокоглиноземистого сырья, сподумена, флюорита и берилла.

К минерагеническим провинциям, территориально и генетически связанным с Вегенер-Моусонским поясом относятся позднедокембрийские Полкановская меднопорфировая провинция на Береге Принца Улафа, Рейнерская флогопитоносная провинция магнезиальных скарнов, Шеклтонская апатитоносная провинция магнезиальных скарнов, раннепалеозойские Гумбольдтская флогопитоносная провинция магнезиальных скарнов и Западный пегматитовый пояс, в котором отмечались мусковитовая, бериллиевая и редкоземельная минерализации. Последний протягивается на запад от гор Нейпир вдоль всего побережья через Берег Принца Улафа и Землю Королевы Мод. Видимая ширина пояса превышает 100 км.

Территориально с геоблоком Эндерби связан пермо-триасовый угленосный бассейн Эймери гондванского типа, в сводном разрезе угленосных отложений которого содержится около 100 пластов каменных углей мощностью от 0,3 до 1,5 м.

Фанерозойский Западно-Антарктический подвижный пояс состоит из нескольких разнородных по строению, протяженности и времени формирования складчатых систем и складчатых зон. Главными звеньями этого пояса являются: 1) раннепалеозойская (Россия) складчатая система Трансантарктических гор (и ее отрезок на Земле Мэри Бэрд), переходящая в Эллсуэртскую зону раннемезозойской складчатости подковообразной формы, отделяющую бассейн моря Уэдделла от внутриматериковых впадин Западной Антарктиды и бассейна моря Росса; в тыловой части Трансантарктических гор обнажен платформенный чехол, образованный осадочными и вулканогенными толщами среднепалеозойско-раннемезозойского Биконского комплекса; 2) палеозойско-мезозойская энсиалическая магматическая дуга западной части Земли Мэри Бэрд и о-ва Терстон, выделяемая в качестве самостоятельной Амундсенской складчатой системы; 3) сложно построенная система эпиконтинентальных дуговых мезозойско-кайнозойских структур Антарктического полуострова и прилегающих к нему островов (Антарктанды).



Тектонические провинции и зоны:

- | | | |
|----|--|-----------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1- | | Раннедокембрийскиеproto кратоны
(включая области наложенной переработки) |
| 2- | | Протерозойский подвижный пояс |
| 3- | | Недифференцированный докембрийский
фундамент и платформенные чехлы под
ледовым покровом |
| 4- | | Раннепалеозойская (российская) складчатая система |
| 5- | | Раннемезойская (эллсуэртская) складчатая зона |
| 6- | | Палеозойско-мезозойская (амундсенская)
складчатая зона |
| 7- | | Мезозойско-кайнозойская складчатая система
(Антарктиды) |

Минерагенические провинции и пояса:

- | | | | | | |
|---------|--|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|--|---------------------------------------------------------------|
| 8- Fe | | Раннедокембрйские железорудные
провинции | 12- PGM | | Раннепалеозойский пегматитовый
пояс |
| 9- Cu | | Позднедокембрйская меднопорфиро-
вая провинция | 13- ms | | Раннепалеозойская пегматитовая
провинция (мусковитоносная) |
| 10- phl | | Позднедокембрйские провинции
магнезиальных скарнов (phl - флогопи-
тоносные, ap - апатитоносные) | 14- Cu | | Мезозойский и палеозойский
меднопорфировые поиски |
| 11- phl | | Раннепалеозойская провинция магне-
зиальных скарнов (флогопитоносная) | 15- | | Пермтриасовые угленосные бассейны |

16- Специфические геологические объекты - указатели возможной минерализации:

Дифференцированные и расслоенные основные - ультраосновные интрузии: а) - архейские; б) - протеро-
зийские.
Интрузии щелочных пород центрального типа: г) - мезозойские.
Малые интрузии щелочных, основных и ультраосновных пород: д) - палеозойские, е) - мезозойские.

Минерагенические провинции в геотектонических структурах Антарктиды

В пределах Западно-Антарктического пояса выделяется лишь две группы минерагенических провинций. К первой из них принадлежат угленосные пермотриасовые бассейны Биконского платформенного чехла Трансантарктических гор, которые прослеживаются на всем их протяжении. Вторая группа провинций представлена Антарктическим медно-порфировым поясом, в котором известно более 25 мелких рудопроявлений меди, в том числе с молибденом и полиметаллами. Судя по формационному составу осадочных и вулканогенных толщ пояса, в его пределах можно ожидать также присутствие медноколчеданных месторождений с полиметаллами и золотом в связи с андезит-базальтовыми формациями, хромовых и асBESTОВЫХ месторождений в связи с гипербазитами, золото-серебряных месторождений в связи с «порфировыми» вулканическими формациями. Признаки таких рудопроявлений существуют.

**В.Д. Каминский¹, В.Ю. Глебовский¹, Г.Л. Лейченков¹,
А.В. Голынский¹, В.Н. Масолов², В.В. Гандюхин²**

Роль геофизических методов в изучении геологии и минеральных ресурсов Арктики и Антарктики и результаты их использования

Глубинное строение земной коры является одним из труднейших и важнейших вопросов геологии как науки, занимающейся изучением земных недр и закономерностями распределения в них полезных ископаемых. В Арктике, Антарктиде и особенно на прилегающих к ним акваториях, где прямая геологическая съемка невозможна, геофизические методы исследований приобрели главенствующую роль. Причем, в связи с трудоемкостью и высокой стоимостью сейсмических работ, огромное значение здесь получили магнитометрические и гравиметрические съемки.

Геофизическое изучение Арктики начато НИИГА/ВНИИОкеангеология в 1950-х годах. Позднее к работам на Арктическом шельфе подключились ПМГРЭ и МАГЭ. Исследования в глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО) проводились совместно с ГУНиО МО РФ.

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

Методики производства и аппаратурное обеспечение геофизических съемок на арктической акватории постоянно совершенствовались.

Всего за 60 лет исследований потенциальных полей в СЛО получено более 2 млн км профильных, преимущественно аэромагнитных данных; около 62,5 тыс. точек авиадесантных, более 200 тысяч км набортных морских и около 118 тыс. км авиационных гравиметрических данных.

Количество сейсмической информации МОВ, накопленной на шельфе, составляет более 1,25 млн погонных км профилей. В глубоководной части СЛО и зоне перехода шельф-океан получено 4160 км профильных измерений ГСЗ – МПВ и более 13,5 тыс. км МОВ, а также около 3 тысяч точечных зондирований МОВ.

В настоящее время практически вся информация по отдельным видам исследований переведена в цифровой вид и включена в базы данных ВНИИОкеангеология. Значительная ее часть использована в крупных отечественных и международных проектах. Об исключительно высокой информативности геофизических данных при изучении СЛО свидетельствует весь опыт работ отечественных и зарубежных геологических организаций.

К настоящему моменту огромное количество вопросов, связанных с этапом регионального изучения арктической акватории, уже решено. Относительно достоверно установлены природа, особенности формирования и геологического строения глубоководного Евразийского бассейна, а также подводного поднятия Ломоносова. Разработаны гипотезы эволюции и природы Амеразийского бассейна, а также входящих в него геоструктур. Получены региональные сведения о геологическом строении Арктического шельфа. Созданы наборы геологических карт и глубинных разрезов различного масштаба, характеризующие особенности его природы и тектоники, мощности и расслоенности земной коры, а также осадочного чехла. Выявлены районы, перспективные на поиски месторождений полезных ископаемых, в первую очередь углеводородов. Тем не менее, существующие ныне знания о геологическом строении, и, как следствие, о нефтегазоном потенциале западной и восточной половины шельфовых морей Арктической акватории существенно различаются. Согласно количественным оценкам, выполненным в период 1971–2002 гг., нефтегазовые ресурсы Арктического шельфа России составляют около 100 млрд т нефтяного эквивалента. Степень обоснованности этих оценок определяется исключительно уровнем геолого-геофизической изученности, который наиболее высок в морях западного арктического сектора (в Печорском, Баренцевом и в южной части Карского). Именно здесь после анализа геофизических материалов были сконцентрированы все морские поисково-разведочные и опорно-пара-

метрические скважины и, позднее, все выявленные на арктическом шельфе России месторождения нефти, газа и газоконденсата.

Огромная территория восточных шельфовых морей Российской Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского), а также северная часть Карского моря характеризуются значительно меньшей геофизической изученностью – результатами немногочисленных сейсмических съемок и материалами старых гравиметрических и магнитных исследований неудовлетворительного качества. Пересмотр и уточнение нефтегазового потенциала этой территории невозможны без дополнительных сейсмических работ, которым должны предшествовать современные гравимагнитные съемки.

В 1995 г. в России был введен в действие Федеральный Закон «О континентальном шельфе Российской Федерации». Этот факт, а также значительное увеличение активности западных стран по освоению Арктического региона, привели к тому, что особую актуальность для России приобрела проблема определения внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) Арктики за пределами 200-мильной зоны в юридических рамках «Конвенции ООН по морскому праву 1982 года». Несмотря на то, что важнейшими аспектами этой проблемы являются стратегические (в основном оборонные) и geopolитические интересы России в Арктике, ее ресурсная составляющая также исключительно важна.

В соответствии с Международным морским правом, в пределах зон национальной юрисдикции, т.е. шельфовых морей и 200-мильной экономической зоны, минеральное сырье является собственностью прибрежного государства и находится под его исключительным суверенитетом, а Федеральным Законом РФ установлено, что пользование минеральными ресурсами в этих областях является платным. Минеральные ресурсы внешних участков континентального шельфа за пределами экономической зоны имеют иной правовой статус. Суверенное право на разведку и разработку этих ресурсов принадлежит прибрежному государству, а при извлечении этих ресурсов производятся отчисления от его стоимости в пользу международного сообщества. Несмотря на то, что в настоящий момент наибольший экономический интерес имеет оценка углеводородного потенциала в прибрежных регионах Арктического шельфа России (непосредственно в зоне национальной юрисдикции), в перспективе (хотя, может быть, и достаточно отдаленной) дальнейшее развитие минерально-сырьевой базы может потребовать усиленного внимания и к зонам внешних участков шельфа.

Геофизические работы в Антарктике, на протяжении 50 лет систематически проводимые МПР России (ранее Мингео СССР и Роскомнедра),

представляют собой важнейшую составную часть российских научных исследований. В результате многолетней экспедиционной деятельности накоплен обширный геофизический материал. Исследования на антарктической сушке включали сейсмические исследования (ГСЗ и одиночные зондирования) и аэрогеофизическую (магнитометрическую, гравиметрическую и радиолокационную) съемку, которая охватила площадь около 5 млн кв. км. В морских рейсах, выполняемых с 1981 г., получено более 70 000 км сейсмических профилей ОГТ с попутными гравимагнитными измерениями.

ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ поддерживают многолетние научные контакты с зарубежными организациями и коллективами и участвует в важнейших международных программах, позволяющих иметь доступ к огромным массивам геофизической информации, накопленным странами, участниками Договора об Антарктике, за многие годы исследований Южной полярной области земли (программа ADMAP – цифровая база магнитометрических наблюдений, которая содержит более 1 800 000 км магнитных профилей; программа BEDMAP – цифровая база мощности ледникового покрова, включающая около 1 700 000 км радиолокационных наблюдений; программа ADGRAV – цифровая база гравиметрических данных). Во ВНИИОкеангеологии находится российский филиал Международной библиотеки сейсмических данных по Антарктике (SDLS), где хранится 162 000 км суммированных сейсмических разрезов ОГТ (более 50 Гб информации на 83 CD и DVD). Благодаря этим базам данных во ВНИИОкеангеология составлены мелкомасштабные (1 : 10 000 000) карты магнитного поля Антарктики, поля силы тяжести Антарктики, подледного рельефа Антарктиды, мощности осадочного чехла и тектонических элементов Южного океана. Кроме того, на отдельные регионы, где проводились отечественные исследования, созданы комплексы геофизических карт масштаба от 1 : 2 500 000 до 1 : 500 000.

На основании обобщения и интерпретации геофизических данных выявлены основные структурные особенности и тектонические элементы Восточной Антарктиды (Восточно-Антарктической платформы), а также ее континентальной окраины и прилегающих океанических котловин. Анализ подледного рельефа и потенциальных полей позволяет установить границы пространственного развития древних архейских блоков земной коры (ядер древней стабилизации) и протерозойских подвижных поясов, скрытых подо льдом. Достаточно надежно выявляются внутриконтинентальные рифтовые структуры. Крупнейшая из них протягивается от щельфа моря Содружества до подножия гор Гамбурцева в Центральной Антарктиде. Уникальное подледниковое озеро Восток, обнаруженное недавно к востоку от гор Гамбурцева, также предположительно является ветвью этой рифтовой структуры.

После интеграции всех геофизических (в первую очередь, сейсмических) данных, полученных в окраинных морях Антарктики, установлено строение периконтинентальных рифтовых грабенов, определена граница между корой континентального (рифтогенного) и океанического типов. В океанических котловинах идентифицированы линейные магнитные аномалии и определен возраст земной коры. Важным результатом последних лет исследований является обнаружение «мантийных окон» (т.е. зон на внешней части периконтинентальных рифтов с корой, представленной мантийными породами) на континентальной окраине Земли Уилкса, которая образовалась в результате разделения Антарктиды и Австралии в позднем мезозое. Главным результатом интерпретации геологических и геофизических данных является новая тектоническая карта Антарктики, которая составляется во ВНИИОкеангеология в рамках проекта МПГ 2007–2008 под эгидой Международной комиссии по геологической карте мира.

**Ю.В. Карякин¹, С.М. Ляпунов¹, В.А. Симонов², Е.В. Скляров³,
А.В. Травин², Э.В. Шипилов⁴**

Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа

В геологическом строении архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) участвуют два мезозойских структурных яруса [1], различающиеся по составу осадочных и магматических пород. Первый из них, раннемезозойский, представлен мощными прибрежно-морскими и континентальными отложениями среднего и верхнего триаса, и резко варьирующими по мощности терригенными отложениями юры. Суммарная мощность отложений этого яруса (по разрезам параметрических скважин на островах Хейса и Греэм Белл) превышает 3000 м. Раннемезозойские магматические породы по опубликованным данным радиологического датирования распространены на островах юго-западной части архипелага: Земле Александры, Земле Георга, Брюса, Гукера, Алджера [6, 9]. Есть данные о наличии вулканитов этого возраста на островах Земля Вильчека,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

³ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

Солсбери, Джексона и Хоффмана. В строении второго, позднемезозойского, яруса участвуют в основном раннемеловые вулканиты разнофацальной принадлежности и ассоциирующие с ними незначительные по стратиграфическому объему терригенные осадочные породы континентального генезиса. Общая мощность яруса по некоторым оценкам достигает 600 м. Ярусы разделены стратиграфическим и менее отчетливым структурным несогласиями, трассирующимися по подошве осадочно-вулканогенных отложений неокома [1].

Представление об архипелаге ЗФИ как о единой позднемезозойской трапповой провинции после исследований В.Д. Дибнера в конце пятидесятых – начале семидесятых годов прошлого векаочно укоренилось в литературе. Однако, по результатам наших исследований пяти островов (Земля Александры, Нортбрук, Гукера, Скотт-Келти и Хейса), мезозойские магматические образования архипелага подразделяются на два комплекса: раннемезозойский (юрский) и позднемезозойский (раннемеловой), отличные по вещественному составу вулканитов.

Раннемезозойский магматический комплекс представлен толеитовыми базальтами и долеритами островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти. Наиболее полные разрезы этого комплекса находятся на о-ве Земля Александры. В береговых обнажениях залива Дежнева (бухты Северная и Островная) на мысах Добкина, Вышка, Бабушкина, Двойной и Мелехова вулканиты этого комплекса слагают серию из трех субгоризонтально залегающих покровов, общей мощностью 55–65 м. Нижний из них сложен черными плагиоклазовыми миндалекаменными базальтами со столбчатой отдельностью. Видимая мощность этого покрова 7–15 м. Выше располагается средний покров базальтов, часто миндалекаменных, и долеритов (17–20 м) с глыбовой отдельностью. Определение возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом ступенчатого прогрева [3] по плагиоклазу из этого покрова ($N\ 80^{\circ}46.503'$; $E\ 47^{\circ}42.197'$) дало значение возраста плато $156,5 \pm 7,5$ млн лет (рис. 1) [2]. Венчает разрез покров мелкозернистых долеритов с гигантостолбчатой отдельностью мощностью 15–20 м. Этот покров является маркирующим для раннемезозойских вулканических пород острова. Как правило, им сформированы самые высокие точки рельефа. Однако в ряде мест покров обнажается на уровне моря, тем самым подчеркивая клавишную грабено-горстовую структуру острова, с максимальной амплитудой вертикального перемещения по разломам северо-западного простирания 45–50 м. В обнажении с координатами $N\ 80^{\circ}44,832'$, $E\ 47^{\circ}34,503'$ средний и верхний покровы разделены толщей агломератовых туфобрекций (мощность 4–6 м), в составе обломков которой преобладают миндалекаменные базальты.

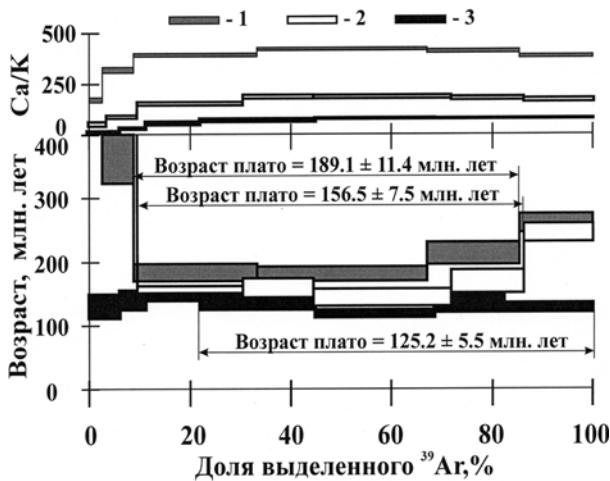


Рис. 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные и Ca/K спектры для плагиоклазов
1 – плагиоклаз из базальта о-ва Гукера; 2 – плагиоклаз из базальта о-ва Земля Александры; 3 – плагиоклаз из долерита дайки «Гряда Аметистовая» о-ва Хейса

Породы раннемезозойского магматического комплекса занимают практически всю центральную, свободную от ледников, часть о-ва Земля Александры и прослежены нами на площади свыше 200 км^2 . На юго-западе они скрыты под куполом ледника Лунный, а на северо-востоке граничат по разлому (сбросу) с вулканическими образованиями позднемезозойского магматического комплекса. Разлом, названный нами «Нагурским», хорошо дешифрируется на космическом снимке острова и проявлен на поверхности зоной трещиноватости, шириной около 200 м. Он протягивается от бухты Отмелая в юго-восточном направлении через пограничную заставу «Нагурское» на расстояние не менее 20 км, скрываясь под ледником Кропоткина на п-ове Полярных летчиков.

По составу вулканиты раннемезозойского комплекса варьируют от гиперстен- до оливин-нормативных, с некоторым преобладанием последних. Для них характерны умеренные содержания TiO_2 (1,51–2,25 вес.%), а также устойчиво низкие концентрации Y (26–37 г/т), Zr (98–156 г/т) и Nb (5,5–10 г/т). Отношения Zr/Y и Y/Nb меняются в пределах 3,62–4,51 и 3,41–4,73, соответственно. Такими же характеристиками обладают базальтовые покровы о-вов Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти. По плагиоклазам из базальтов о-ва Гукера ($N 80^\circ 20', 402^\circ$; $E 52^\circ 46', 429^\circ$) получено значение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста плато $189,1 \pm 11,4$ млн лет (рис. 1) [2].

Позднемезозойский магматический комплекс представлен в нашей коллекции покровами и штоками базальтов о-ва Земля Александры, а также дайками и силлами толеитовых долеритов о-ва Хейса [10]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст плато по плагиоклазу дайки «Гряда Аметистовая» (рис. 1) [2] определен как баррем-аптский ($125,2 \pm 5,5$ млн лет), что согласуется с опубликованными ранее возрастами дайки «Сквозная» и одного из силлов острова [6]. На о-ве Земля Александры позднемезозойские вулканиты обнажены в северо-восточной его части, в основном в районе мыса Нагурского, где формируют серию из двух–четырех маломощных (1,5–2 м) покровов базальтов с хорошо выраженной мелкостолбчатой отдельностью. Кроме базальтов, в этой части острова (побережье бухты Зверобоев) нами обнаружены коренные выходы серых туфов, содержащих мелкие обломки базальтов ($N\ 80^{\circ}49.040'$; $E\ 47^{\circ}50.849'$) и фрагмент отпрепарированного ледниками палеовулканического аппарата ($N\ 80^{\circ}48.188'$; $E\ 48^{\circ}03.853'$), центр которого выполнен вулканическим песком и шлаками, периферия – вулканическими бомбами. Юго-западной границей распространения позднемезозойских вулканитов острова служит, как было сказано выше, Нагурский разлом.

В отличие от раннемезозойских, в позднемезозойских вулканитах концентрации TiO_2 достигают величин $2,56$ – $3,94$ вес.%, P_2O_5 – $0,23$ – $0,70$ вес.%, Y – 32 – 49 г/т, Zr – 170 – 320 г/т, Nb – 12 – 33 г/т. Отношение Zr/Y меняется в них от $4,35$ до $6,94$ (среднее $5,66$), а Y/Nb – от $1,48$ до $3,33$ (среднее $2,40$).

Различия вещественного состава пород, слагающих ранне- и позднемезозойский магматический комплексы, отчетливо видны на диаграммах Харкера, построенных для наиболее информативных пордообразующих оксидов и редких элементов (рис. 2). Также отчетливо комплексы различаются по содержанию редкоземельных элементов (рис. 3), особенно по концентрациям легких REE. В долеритах даек «Гряда Аметистовая» и «Сквозная» (о-в Хейса) проявлена незначительная отрицательная европеевая аномалия, которая пока не выявлена в породах раннемезозойского комплекса.

Расчетное моделирование физико-химических параметров магматических систем, проведенное на основе данных по составам расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах раннемезозойского магматического комплекса, показало, что эти параметры сходны для базальтов разных островов архипелага ЗФИ. Для базальтов о-ва Земля Александры вычисленная глубина генерации первичных расплавов составляет 75 – 100 км, а температура магмогенерации 1450 – 1550°C [4]. С этими данными практически совпадают соответствующие значения (65 – 95 км и 1410 – 1520°C) для базальтов о-ва Гукера [11]. Существенно иные вели-

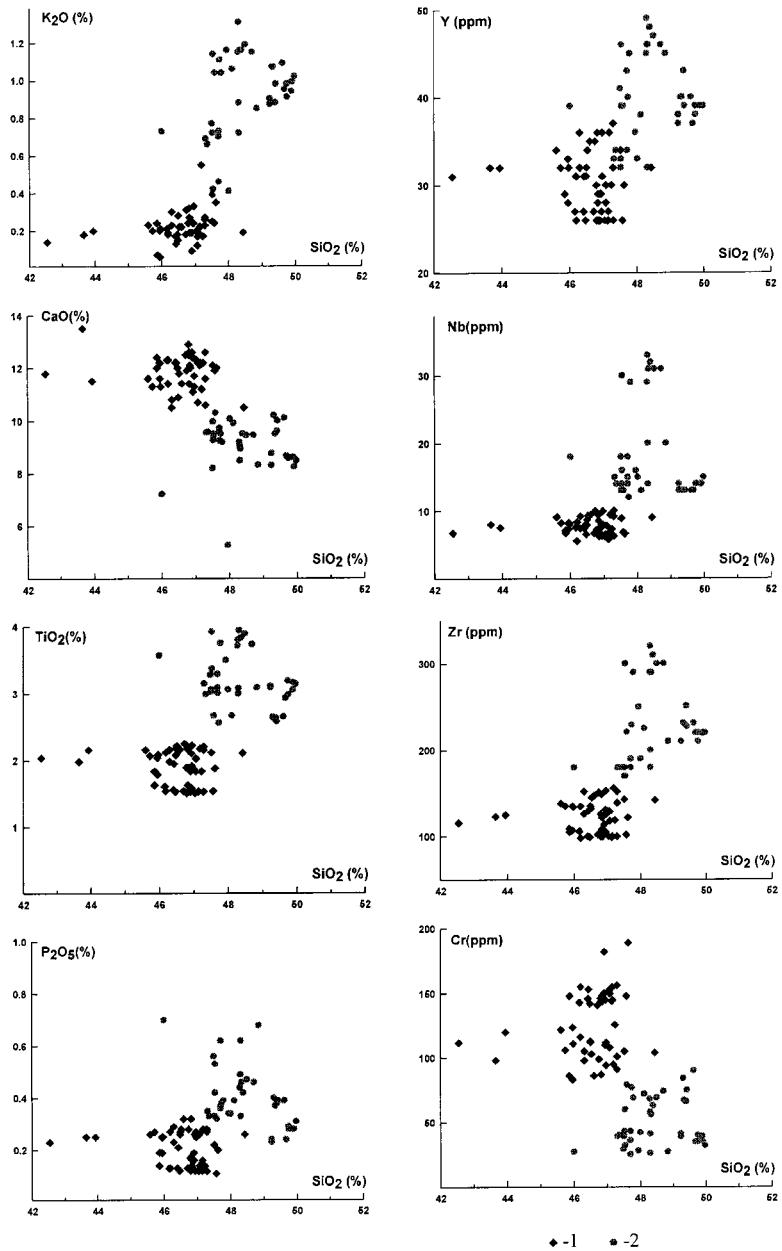


Рис. 2. Диаграммы Харкера для базальтов раннемезозойского (1) и позднемезозойского (2) магматических комплексов ЗФИ

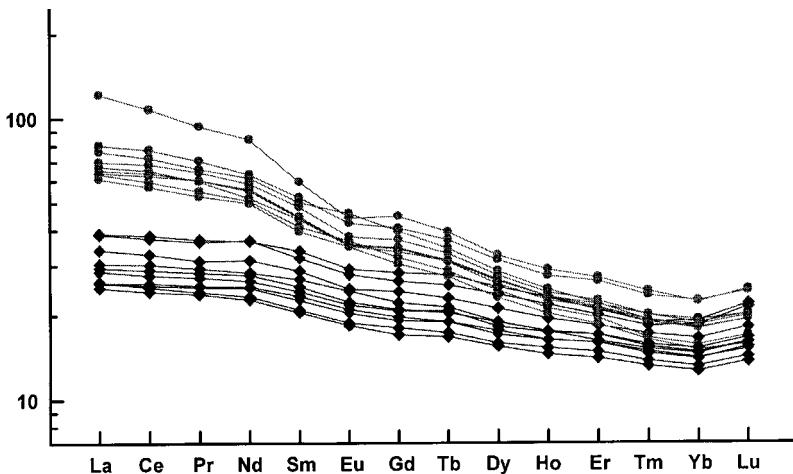


Рис. 3. Спектры редкоземельных элементов базальтов мезозойских магматических комплексов ЗФИ. Условные обозначения см. на рис. 2

чины глубины и температуры генерации магм (110 км и 1600°C, соответственно) получены для базальтов позднемезозойского магматического комплекса [4].

Такое различие в возрасте, химизме вулканитов на уровне содержаний главных породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов, составе расплавных включений в минералах, глубине и температуре магмогенерации, определенно говорит о том, что в пределах архипелага ЗФИ развиты два совершенно разных раннемезозойский и позднемезозойский магматических комплекса. Сравнение с магматическими комплексами известных геодинамических обстановок показывает, что по всем вещественным признакам вулканиты раннемезозойского магматического комплекса соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы [5], а позднемезозойского сходны с плюмовыми вулканитами горячих точек внутриокеанических островов. По тем же признакам континентальные толеитовые базальты архипелага ЗФИ отличаются от базальтов континентальных рифтовых областей, в частности от эталонной Байкало-Монгольской рифтовой системы, где преобладают субщелочные базальты.

Отмеченные черты мезозойского магматизма архипелага ЗФИ являются отражением специфической геодинамической позиции Баренцевоморской пассивной континентальной окраины в юрско-меловое время, которая обусловлена положением ее в области взаимодействия окраинно-континентальных и формирующихся океанических структур [7, 8, 12].

Авторы признательны начальнику пограничной заставы «Нагурское» М.А. Носову за помощь в проведении полевых работ на о-ве Земля Александры в 2006 и 2008 гг.

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного полярного года 2007–2008 гг.)», при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00733) и интеграционного проекта СО РАН № 6.16.

Литература

1. Дубнер В.Д. Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т. XXVI: Острова Соловецкой Арктики: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 60–108.
2. Каракин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая характеристика и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история Максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 109–125.
4. Симонов В.А., Каракин Ю.В., Ковязин В.С., Шипилов Э.В. Физико-химические параметры платобазальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (данные по расплавным включениям) // Материалы Международного симпозиума «Петрология литосферы и происхождение алмаза». Новосибирск: СО РАН, 2008. С. 223–224.
5. 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.
6. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.
7. Шипилов Э.В. К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
8. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
9. Dibner V.D. Geology of Franz Josef Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt, Mtddelelser, 1998. № 146. 190 р.
10. Каракин Ю.В., Симонов В.А., Скляров Е.В. и др. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы Международной научной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики». М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 160–164.
11. Симонов В.А., Каракин Ю.В., Ковязин В.С., Шипилов Э.В. Особенности фракционирования магматических систем архипелага Земля Франца-Иосифа // Статья в настоящем сборнике.
12. Шипилов Э.В., Каракин Ю.В. Основные этапы геодинамической эволюции Арктического океана в мезозое и кайнозое // статья в настоящем сборнике.

Возраст деформационных структур Анюйско-Чукотской складчатой системы (Восточная Арктика)

Основные структурные и геохронологические исследования проводились в районе Алярмутского поднятия, расположенного в западной части Анюйско-Чукотской складчатой системы, которая служит северным обрамлением Южно-Анюйской сутуры (рисунок). Последняя обычно рассматривается как шов, маркирующий раннемеловую зону коллизии Евразии и Чукотского микроконтинента [1, 3 и др.]. Тем не менее, в пределах раннемелового интервала время завершения коллизии остается дискуссионным. Очевидно, что точное время закрытия и связанные с этим деформации имеют ключевое значение для палеотектонических реконструкций Восточной Арктики, определения направления перемещения микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска в процессе открытия Амеразийского бассейна [2 и др.].

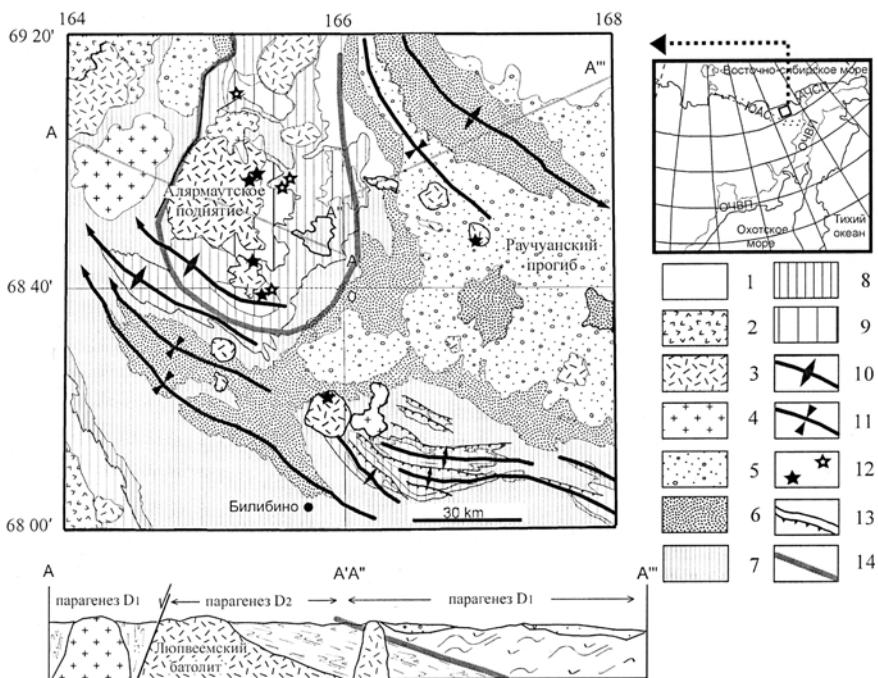
В западной части Анюйско-Чукотской складчатой системы выделяются структурные парагенезы двух основных этапов деформации. Пологие открытые складки F₁ регионального масштаба ЗСЗ-ВЮВ простирации параллельны Южно-Анюйской сутуре. Для данного структурного парагенеза характерны четко выраженная слоистость и проникающий кливаж осевой плоскости. В районе Алярмутской структуры следы этапа D₁ почти полностью затушеваны более поздними деформациями этапа D₂. Парагенез второго этапа содержит слабонаклонную метаморфическую сланцеватость и проникающий кливаж в сочетании со смятыми в складки кварцевыми жилами и линзами. Метаморфические синдеформационные биотит, мусковит, актинолит, развитые вблизи контакта с гранитами, сменяются хлоритом при переходе к периферическим зонам. Структурный парагенез D₂ прослеживается на удалении до 25 км от Люпвеемского батолита. Плоскостные текстуры второго этапа нарушаются мелкоамплитудными сбросами, взбросами и кинк-бендами этапа D₃.

С помощью установки SHRIMP-RG было проведено изотопное U/Pb датирование цирконов из 6 массивов гранитоидов Анюйско-Чукотского складчатого пояса и Южно-Анюйской сутуры. Возраст кристаллизации этих интрузивов, апт-альбский (~117–108 млн лет). Изученные массивы прорывают деформированные комплексы двух региональных структур –

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Стэнфордский университет, Калифорния, США

³ Университет Западная Вирджиния, США



Геологическая карта Алярмутской структуры и прилегающих территорий
(по материалам ГГК-200)

1 – четвертичные отложения, 2 – вулканогенные отложения (К), 3 – гранитоиды (К),
4 – диориты и габброиды (К), 5 – массивные песчаники (J_3 - K_1), 6 – филлитовые сланцы (T_3), 7 – алевриты с прослойками песчаников (T_2), 8 – алевролиты и песчаники (T_1), 9 – слюдяные сланцы, известняки (D_3 - C_1 ?), 10 – оси антиформ регионального масштаба, 11 – оси синформ регионального масштаба, 12 – точки отбора геохронологических проб: U-Pb (закрашенная звезда) и Ar/Ag (незакрашенная звезда)

Ануйско-Чукотской складчатой системы и Южно-Ануйской шовной зоны. Деформации, выраженные изоклинальными складками, образовались в течение этапа регионального сжатия (D_1) при коллизии микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска с Евразией. Возраст коллизионного этапа (D_1) ограничивается самыми молодыми отложениями (валанжинского возраста), затронутыми коллизией и верхним пределом в 117 млн лет – возрастом кристаллизации самого древнего гранитного Плутона [4]. Этап деформации D_2 происходит одновременно с внедрением гранитных plutонов на стадии регионального растяжения и сопровождался региональным метаморфизмом амфиболитовой фации. Тектонический этап растяжения D_2 , сопровождавшийся внедрением гранитов

Люпвеемского массива, происходил в интервале от ~120 до ~105 млн лет. Данные Ar/Ar датирования синдеформационного биотита из метаморфических пород района свидетельствуют о совместном остывании гранитов и пород рамы ниже 300°C в интервале ~109–103 млн лет.

На основании оценки возраста недеформированных гранитоидов, се-кущих палеозойско-мезозойский складчатый комплекс ЗСЗ простира-ния, определяется время завершения коллизионного этапа развития (D_1) Евразии и Северо-Американской плиты, частью которой принято рас-сматривать Чукотский микроконтинент. Новые данные, полученные с использованием современных геохронологических методов, не только подтверждают представления сторонников доаптского времени колли-зии Северо-Азиатского континента и Чукотского микроконтинента, но и определяют ее завершение рубежом ~117 млн лет.

Тектонический этап постколлизионного растяжения растяжения D_2 , повлекший внедрение люпвеемских гранитов, происходит в интервале от ~117 до ~105 млн лет.

Литература

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте). М., 1992. 54 с.
2. Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Аляр-маутского поднятия, Западная Чукотка // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 25–37.
3. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Азиатской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 7–11.
4. Katkov S.M, Strickland A., Miller E.L. et al. Dating Deformation in the Anuyui-Chukotka fold belt, Northeastern Arctic Russia // EOS, Trans. AGU 2006. V. 86 (52), Fall Meeting Suppl. Abstract. T11B-0378.

Б.И. Ким¹, Н.К. Евдокимова¹, Л.Я. Харитонова¹

Геологическое строение и нефтегазоносность Восточно-Арктического шельфа России

Результаты сейсмических работ, полученные за последние годы, по-зволили составить карту мощности чехла восточного сектора Арктики

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

масштаба 1:2 500 000 и на комплексной основе рассмотреть вопросы перспектив его нефтегазоносности.

Фундамент. Геологические данные по островному и материковому обрамлению, анализ разрезов сейсмических профилей и районирование потенциальных полей способствовали выделению в пределах шельфов областей с различным временем консолидации основания: гренвильским (западная и центральная части Лаптевского шельфа), каледонским (северные части шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей), раннекиммерийским (узкая полоса шельфа, примыкающая к Восточному Таймыру) и позднекиммерийским (восток Лаптевского шельфа и южная половина шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей).

Осадочный чехол. Представления о его строении базируются на интерпретации сейсмических работ МОВ ОГТ, разрезов скважин на шельфе и сводных разрезов по островам и обрамлению. Современные седиментационные бассейны в качестве единого структурного этажа вмещают отложения апта–кайнозоя (бассейновый комплекс), которые представляют полный объем чехла в областях развития позднекиммерийского фундамента. В областях с более древним основанием этот комплекс подстиляется промежуточным (или параплатформенным) структурным этажом. Между этажами нет угловых несогласий. На *Лаптевском шельфе*, в блоке с гренвильским фундаментом, промежуточный этаж состоит из **верхнериифейско-вендского (RF₃–V) сейсмостратиграфического комплекса (ССК)**, терригенно-карбонатного мощностью от 1–2 до 3,5 км, **нижне-среднепалеозойского (Є–C₁) ССК**, карбонатного (подкомплексы: кембрийский (с мощностью 0,5–1,4 км), ордовикско-среднедевонский (0,5–2,5 км), верхнедевонско-нижнекаменноугольный (0,5–1,7 км)) и **верхнепалеозойско-мезозойского (C₂–K_{1n}) ССК**, терригенного мощностью от 0,5 до 4,5 км. Максимальные мощности этих ССК отмечаются в Усть-Ленском грабене, Омолойском и Южно-Лаптевском прогибах. В области развития раннекиммерийского фундамента чехол представлен терригенными отложениями юры–кайнозоя (J–KZ) мощностью не более 1,5 км. На востоке шельфа в блоке с позднекиммерийским основанием чехол сложен терригенными отложениями **бассейнового (K_{1a}–KZ) ССК**, мощностью до 4,5–5,5 км (подкомплексы: апт-палеогеновый, миоценовый и плиоцен-четвертичный). На шельфе *Восточно-Сибирского моря*, в области развития каледонид, промежуточный этаж представлен **верхнепалеозойско-мезозойским (C₂–K_{1n}) ССК**, терригенным, состоящим из подкомплексов А (J–K_{1n}) и Б (C₂–T) и наращивается **бассейновым (K_{1a}–KZ) ССК**. Присутствие в разрезе **среднепалеозойского (D₃–C₁) ССК** в наиболее погруженных впадинах прогибов – Новосибирского и Вилькицкого не исключено. В южной

части шельфа (где развит позднекиммерийский фундамент) объем чехла ограничивается бассейновым ССК. В северной части шельфа Чукотского моря, в блоке с каледонским основанием, мощность чехла в Северо-Чукотской впадине достигает 20–22 км. Скважины в американском секторе позволяют четко стратифицировать его на два сейсмокомплекса: элсибирский (**D₃-K_{1n}**) мощностью 7–8 км и брукский (**K_{1a}-KZ**) мощностью до 11–12 км. Последний тождествен по возрасту бассейновому. Американские геологи отмечают, что на долю баррем-альбских отложений приходится не менее 10 км, что указывает на лавинный характер седimentации со скоростью до 400 м/млн лет. На юге шельфа, в Южно-Чукотском прогибе, развит только бассейновый комплекс мощностью до 8 км (впадина Хоуп).

Структура чехла. Структурную карту, составленную по подошве чехла, на мелководных арктических шельфах можно рассматривать как карту мощности.

В западной и центральной частях моря Лаптевых сочетание крупных отрицательных и положительных структур создает благоприятные условия для генерации и аккумуляции УВ. К числу таких структур отнесены: Южно-Лаптевский и Омоловский прогибы, Усть-Ленский грабен (мощность чехла в них достигает 12 км), вал Минина (5–7 км), поднятия – Трофимовское (6–8 км) и Лено-Таймырское (4 км), Северо-Лаптевский окраинно-шельфовый прогиб (8–9 км) и др. Общим для большинства из них является аномальное содержание УВ-газов, а также аргона и гелия, установленное в донных осадках этих структур, что указывает на их миграционную природу. В краевых частях поднятий и валов могут формироваться зоны выклинивания, формирующие литологически и тектонически экранированные ловушки. Оптимальные условия генерации УВ (последовательное погружение без значимых высокоамплитудных инверсий) ставят шельф в разряд наиболее перспективных на поиски преимущественно нефтяных УВ в местах их образования.

В северной части шельфа Восточно-Сибирского моря к структурам, представляющим интерес в нефтегазоном отношении, относятся прогибы – Новосибирский и Вилькицкого с мощностью чехла до 9–11 км, обрамляющие с юга и севера поднятие Де-Лонга и Северную структурную террасу. Крупные впадины прогибов, как и разделяющие их седловины, рассматриваются как исключительно благоприятные для генерации и аккумуляции УВ. Одновременно с этим выклинивание отложений, слагающих сейсмокомплексы, по восстанию к поднятию Де-Лонга и структурной террасе создают хорошие условия для миграции УВ.

На шельфе Чукотского моря выделены две крупные структуры: Южно-Чукотский прогиб и Северо-Чукотская впадина с мощностью

чехла соответственно до 8 и 20–22 км. В Южно-Чукотском прогибе установлено большинство аномальных концентраций УВ-газов (метана и его гомологов), что предполагает открытие месторождений, в основном, газового состава. Северо-Чукотская впадина рассматривается как структура, перспективная на нефть. Данные о проявлениях нефти и газа в ряде американских скважин, расположенных севернее, не противоречат такому прогнозу.

Потенциально нефтегазоносные комплексы чехла. Анализ материалов по органической геохимии одновозрастных отложений материального обрамления и островов позволяет по аналогии выделить и рассмотреть в разрезе чехла шельфов потенциальные нефтегазоносные комплексы (ПНГК).

В осадочном чехле *Лаптевского шельфа* (в блоке с гренвильским основанием) выделяются следующие ПНГК. **Верхнерифей-кембрийский (RF₃-Є) ПНГК.** В качестве нефтематеринских могут выступать возрастные аналоги дебенгдинской, маастахской, хатысъятской, старореченской, чабургской, куонамской и лапарской свит карбонатного и глинисто-карбонатного состава, обладающие сапропелевым типом ОВ и содержащие С_{опр} от 2 до 2,5%. Значения пористости колеблются от 5 до 25%, проницаемости – от 0,85 до 8 мкм². Битумы в комплексе сингенетичные и эпигенетичные. **Среднепалеозойский (О–С₁) ПНГК.** Комплекс глинисто-карбонатный морской. В качестве нефтематеринских могут выступать толщи нижнего и среднего девона с сапропелевым типом ОВ, содержащие С_{опр} до 5%. Значения пористости в породах составляют 18–20%, проницаемости – 0,3–0,6 мкм². Битумы в отложениях девона сингенетичные. **Пермский ПНГК** представлен глинистыми отложениями морских и лагунно-морских фаций с гумусовым, гумусово-сапропелевым и сапропелевым типом ОВ. Содержание С_{опр} 2,4%. Значения пористости составляют 20–60%, проницаемости – 0,5 мкм². Битумы в комплексе сингенетичные и эпигенетичные (Оленекское месторождение битумов). **Триасовый ПНГК** представлен глинистыми отложениями морских фаций. В качестве нефтематеринских рассматриваются толщи нижнего и среднего триаса с сапропелево-гумусовым типом ОВ; содержание С_{опр} составляет 2,7%. Значения пористости – 16–28%, проницаемости – 1,0–2,3 мкм². Битумы в комплексе сингенетичные и эпигенетичные. **Юрско-нижнемеловой (J–K_{1n}) ПНГК** представлен глинистыми и угленосными отложениями морских и прибрежно-морских фаций с гумусово-сапропелевым и гумусовым типом ОВ. Содержание С_{опр} составляет 0,9 – 1,5%. Значения пористости варьируют в пределах 16 – 30%, проницаемости – 0,01–0,34 мкм². Битумы в комплексе сингенетичные и эпигенетичные. **Бассейновый (K_{1a}–KZ) ПНГК** представлен уг-

леносными, глинистыми и аллювиальными отложениями прибрежно-морских и озерно-аллювиальных фаций с гумусовым и гумусово-сапропелевым типом ОВ. Содержание $C_{\text{опр}}$ составляет 1 %. Рассматривается как газопроизводящий.

В чехле прогибов на шельфе *Восточно-Сибирского моря* (в блоке с каледонским основанием) выделяются следующие ПНГК. **Триасовый ПНГК**, представленный глинистыми морскими отложениями с гумусово-сапропелевым типом ОВ. Содержание $C_{\text{опр}}$ составляет 2–21%. Отмечены сингенетичные и эпигенетичные битумы. **Меловой ПНГК** представлен вулканогенно-осадочными отложениями прибрежно-морских фаций с гумусовым типом ОВ. Содержание $C_{\text{опр}}$ достигает 20–40%. Пористость в песчаниках составляет 25%. Отмечены сингенетичные битумы. Рассматривается как преимущественно газопроизводящий. Присутствие в разрезах **пермского ПНГК** не исключено, но не приводится изза недостатка данных.

В чехле прогибов на шельфе *Чукотского моря* (с учетом открытых месторождений нефти и газа на севере Аляски и шельфе) в разрезе чехла выделяются такие НГК. **Триасовый НГК** (аналог свит Ивишак и Шаблик), представленный глинистыми и песчано-глинистыми прибрежно-морскими отложениями с гумусово-сапропелевым и сапропелевым типом ОВ. Содержание $C_{\text{опр}}$ 2,5–8%. Пористость составляет 13–16%, проницаемость 0,001–0,02 мкм^2 . Степень преобразования ОВ на глубинах 3–3,5 км МК₁–МК₃. Нефтепроизводящий с многочисленными притоками нефти в скважинах. **Верхнеюрско-нижнемеловой (J₃ok–K₁br) НГК** (аналог свит – Верхний Кингак, Купарук, Пеббл-Шейл) представлен глинистыми образованиями дельтовых и прибрежно-морских фаций с гумусовым типом ОВ. Содержание $C_{\text{опр}}$ 1,6–5,4%. Пористость 26–34%, проницаемость 0,312–4 мкм^2 . Степень преобразования ОВ на глубинах 2,4–2,8 км МК₁–МК₂. Газопроизводящий с многочисленными проявлениями нефти и газа (месторождение Бюргер). **Нижнемеловой (K₁a–al) НГК** (аналог свит Торок и Нанушук) представлен глинистыми и угленосными отложениями континентальных, прибрежно-морских и морских фаций с гумусовым типом ОВ. Содержание $C_{\text{опр}}$ 0,6–14%. Пористость гранулярных коллекторов 28–32%, проницаемость 0,063–0,416 мкм^2 . Стадии преобразования ОВ на глубинах 0,9–2,6 км.

ПК_{2,3}–МК₁. Газопроизводящий с проявлениями газа и нефти. Все выделенные НГК присутствуют в чехле Северо-Чукотской впадины. В чехле Южно-Чукотского прогиба присутствует только нижнемеловой НГК.

Покрышки в терригенно-карбонатной и карбонатной частях чехла шельфов представлены горизонтами и пачками глинистых известняков, мергелей, массивных известняков и доломитов, реже гипсами и солью, а

в терригенной – глин, аргиллитов, переслаиванием аргиллитов и алевролитов, глинистых алевролитов.

Рассмотренный материал позволяет к наиболее перспективным объектам для нефтепоисковых работ отнести структуры Лаптевского и Чукотского шельфов, а также прогибы – Новосибирский и Вилькицкого в северной части шельфа Восточно-Сибирского моря. Развитая транспортная инфраструктура порта Тикси логически предопределяет начать работы с шельфа моря Лаптевых.

Б.И. Ким¹, Л.Я. Харитонова¹

Осадочный чехол Евразийского бассейна (структурата, возраст, история формирования)

Впервые оценку мощности осадков в Евразийском бассейне дали А.Ф. Грачев и А.М. Карасик в 1974 г. Максимальные мощности чехла в котловинах Нансена и Амундсена достигали соответственно 3,6 и 2,4 км, увеличиваясь в сторону континентальных окраин.

При построении новой карты мощности чехла Евразийского бассейна масштаба 1:6 000 000 и последующего анализа его структуры были использованы: 1) результаты сейсмических материалов, полученных за последние 20 лет российскими и иностранными исследователями; 2) тектоническая карта переходного пояса океан–континент вдоль внешней границы континентального шельфа России в Арктике, составленная Ю.Е. Погребицким с соавторами в 2003 г.; 3) результаты расчета мощности чехла по магнитным (схема изогипс кровли второго океанического слоя), батиметрическим и сейсмическим данным, опубликованные В.В. Верба и др. в 2001 г.; 4) гравиметрическая карта СЛО (редукция в свободном воздухе).

Структура и мощность чехла. На построенной карте нашли отражение: хребты (Гаккеля и Ломоносова), котловины (Нансена и Амундсена), периокеанические прогибы и пограничные поднятия.

Периокеанические прогибы приурочены к Баренцево-Карскому и Ломоносовскому континентальным склонам и подножию. На Баренцево-Карской континентальной окраине они образуют цепочку линейных глубоководных структур, центральные части которых часто осложнены

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

грабенами, выполненными мощными (до 7–7,5 км) осадочными толщами. Узкие линейные грабены, сопряженные с хребтом Ломоносова, имеют также периокеаническую природу, мощность чехла в них достигает 3,3–4 км. Вкрест простирания периокеанические прогибы повсеместно сменяются пограничными поднятиями.

Пограничные поднятия отделяют периокеанические прогибы – грабены от океанических котловин. Мощность чехла в их пределах на Баренцево-Карской окраине не превышает 2 км, на Ломоносовской – изменяется от 0,8 км до 2,5 км. Пограничные поднятия образуют непрерывный пояс по периферии Евразийского бассейна, однако на лаптевоморском замыкании они отделяют окраинно-шельфовые прогибы от океанических котловин в связи с отсутствием здесь периокеанических прогибов.

Котловина Нансена состоит из четырех впадин северо-западного простирания, разделенных поперечными поднятиями. Мощность осадков в них составляет 3–3,5 км и резко возрастает до 7–8 км во впадине перед Лаптевским шельфом. *Котловина Амундсена* также состоит из четырех впадин, простирание которых согласуется с крупными сегментами хр. Ломоносова. Мощность чехла в Центральной впадине составляет 2–2,5 км и резко возрастает во впадине близ Лаптевского шельфа до 5–6 км, не превышая в двух других 3 км. *Хребет Гаккеля* разделен двумя региональными разломами (идущими с континента) на три звена. Приренландское звено характеризуется наиболее контрастным рельефом и состоит из четырех блоков. Осадки на флангах составляют 0,3–0,5 км, в рифтовой зоне они либо отсутствуют, либо не превышают 0,3 км. Для участка этого звена (между 3° и 29° в.д.) характерна сильная расчлененность, отсутствие вулканического рельефа, наличие крупных обнажений периодитов, резкое снижение значений интенсивности магнитного и гравитационного полей. Драгирование в рифтовой зоне указывает на подавляющее присутствие периодитов, редкие образцы диабазов и габбро и крайне малое содержание базальтов на этом 300-километровом отрезке [1]. Интенсивно приподнятые блоки звена рассматриваются нами как протрузии периодитов «холодного типа», выведенные на поверхность дна по тектоническим разломам. Эти горсты имеют молодой (раннемиоценовый) возраст, а сами тела протрузий, по-видимому, сложены древними кристаллическими мафит-ультрамафитовыми породами, как это имеет место в САХ, в районах Анголо-Бразильского и Канаро-Багамского геотраверсов, где геохронологические исследования метагабброидов указывают на их докембрийский возраст [2]. Ю.Е. Погребицкий и А.И. Трухалев относят эти породы к мантийно-нижнекоровым со сложной историей различных преобразований – динамометаморфических, метасоматических, термально-тектонических [2]. Косвенно на

метаморфическую природу третьего океанического слоя указывают данные глубинных сейсмических исследований. Под рифтовой зоной хребта здесь фиксируется скорость 7,26 км/с [3], которая, по мнению В.Н. Ларина [4], характеризует интерметаллические соединения (силициды кремния и железа), образовавшиеся из расширяющихся глубинных геосфер Земли и присутствующие на глубинах 6–7 км. Экспериментальные исследования силицидов магния и железа показали, что сейсмическая скорость в этих образованиях составляет 7 км/с [4]. Нам представляется, что фундамент в пределах хребта Гаккеля и океанических котловин представлен породами нижней коры – кристаллическими мафит-ультрамафитами, а не новообразованными магматическими породами. **Центральное звено** менее контрастно, состоит из пяти блоков. Особенностью его является наличие узкого нансеновского фланга и широкого амундсеновского, с мощностью осадков соответственно 1–1,5 км (редко 2 км) и 1 км. Единичное определение мощности чехла в рифтовой зоне составило 3 км (рейс ODEN, 1996). Установлены шесть крупных вулканических построек, постоянное присутствие базальта, а в пяти драгах – перidotита. **Лаптевское звено** наименее контрастно, состоит из 7 блоков. Мощность чехла на амундсеновском фланге составляет 2–3 км, на нансеновском 3–4 км, в рифтовой зоне колеблется от 3–4 до 6,5 км.

Хребет Ломоносова состоит из трех звеньев – сибирского, приполюсного (интенсивно расчлененного) и пригренландского. Мощность осадков в наиболее приподнятых блоках хребта в районе полюса, вероятно, не превышает 0,6 км, в приполюсной части составляет 2,1 км и на сибирском звене достигает 5,5 км.

Строение чехла и его возраст. В котловине Амундсена выделено семь сейсмокомплексов с пластовыми скоростями (снизу вверх, км/с): AB1 (5,2), AB2 (4,5–4,6), AB3 (4,0–4,2), AB4 (3,4–3,5), AB5 (2,5–3,0), AB6 (2,2–2,4) и AB7 (1,6–2,0). Комплекс AB1 прослеживается в одном случае до 21 магнитной аномалии, во втором – до 18. В котловине Нансена также выделено семь сейсмокомплексов: NB1 (5,0–5,3), NB2 (4,6), NB3 (3,9–4,1), NB4 (3,1–3,5), NB5 (2,5–2,8), NB6 (2,2–2,3) и NB7 (1,7–2,0). Однако, сейсмокомплекс NB1 пока зафиксирован только в перио-кеаническом прогибе севернее ЗФИ (профиль «Север-86»). На хребте Ломоносова выделено семь сейсмокомплексов: LR1 (5,0–5,3), LR2 (4,6–4,7), LR3 (4,0–4,2), LR4 (3,2), LR5 (2,5–2,7), LR6 (2,2–2,4), LR7 (1,7–2,0). На хребте Гаккеля и на его лаптевоморском окончании (где он морфологически не выражен) выделено пять сейсмокомплексов: GR1 (4,0), GR2 (3,4–3,6), GR3 (2,8–3,1), GR4 (2,2–2,3), GR5 (1,7–2,0).

К особенностям выделенных сейсмокомплексов следует отнести:

- 1) ограниченное распространение первого сейсмокомплекса (AB1 и

NB1), развитого в периокеанических прогибах и на периферии котловин; 2) повсеместное развитие второго сеймокомплекса (AB2 и NB2) в котловинах; 3) увеличение мощности и наклон четырех нижних сеймокомплексов в котловинах Амундсена и Нансена (AB2, AB3, AB4, AB5 и NB2, NB3, NB4, NB5) от пограничных поднятий в направлении хр. Гаккеля; 4) наклон к осевым частям котловин Нансена и Амундсена двух верхних сеймокомплексов хр. Гаккеля со скоростями 2,2–2,4 и 1,7–2,0 км/с; 5) отнесение по характеру волнового поля трех нижних сеймокомплексов (LR1, LR2, LR3) в полюсной и приполюсной частях хр. Ломоносова к отложениям континентальных фаций, а также размыв в субаэральных условиях кровли первого сеймокомплекса, указывающего на поднятие, разделявшее в этом районе Евразийский и Амеразийский бассейны.

Определение возраста сеймокомплексов чехла опосредованно связано с корреляцией кайнозойских разрезов по периферии СЛО [5], позволившей выделить пять трансгрессивно-регрессивных циклов, соответствующих пяти верхним сеймокомплексам из семи. Возраст их в котловинах (или той части хребта, где они развиты) определяется как N₂-Q (AB7, NB7), N₁ (AB6, NB6), P₃ (AB5, NB5), P₂ (AB4, NB4), P₁ (AB3, NB3). Второй снизу сеймокомплекс (AB2, NB2) имеет верхнемеловой возраст (K₂s-st), а первый (AB1, NB1) отнесен к верхнему апту – альбу, отражая крупную трансгрессию по периферии СЛО. Второй метод определения возраста связан с анализом кривой глобальных суперциклов относительных изменений уровня моря с целью стратиграфической привязки границ между сеймокомплексами. Выделенные сеймические горизонты в бассейне и на шельфах СЛО фиксируют время возникновения несогласий в конце миоцена, олигоцена, эоцена, раннего палеоцена и раннего сеномана, указывая на общность позднемеловой–кайнозойской истории развития Арктического бассейна, обусловленную эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Наконец, ранее выполненная стратификация сеймокомплексов на хребте Ломоносова [5] подтверждена результатами расчленения разреза чехла по палеонтологическим данным [6].

История формирования бассейна связана с процессами континентального рифтогенеза на его площади в апте [5] и последующим прерывистым геодинамическим режимом нисходящих тектонических движений, сформировавших отложения чехла в едином бассейне. Синхронность базальтовых излияний установлена по всей периферии бассейна (север Гренландии, Земля Короля Карла, ЗФИ, о-в Комсомолец, о-ва Де-Лонга, хребет Альфа, ряд островов Королевы Елизаветы – Батерст, Бернансон, Элсмир, А. Хейберг, А. Рингнес). Морфоструктура хребта Гаккеля фиксируется с первой половины миоцена.

Выводы. 1) составлена новая карта мощности осадочного чехла Евразийского бассейна м-ба 1:6 000 000, позволяющая рассмотреть особенности его структуры и характер распределения мощностей; 2) стратификация сейсмокомплексов (независимыми методами) вступает в противоречие с возрастными определениями Ламонтской шкалы и не подтверждает кайнозойский возраст Евразийского бассейна. Полученный фактический материал свидетельствует, что время начала формирования осадочного чехла в Евразийском бассейне можно заведомо отнести к позднему мелу, а, возможно, и к позднему альбу; 3) наклон и увеличение мощностей нижних сейсмокомплексов в котловинах (Амундсена и Нансена) в направлении хребта Гаккеля от пограничных поднятий ставят под сомнение механизм образования Евразийского бассейна (как движение от оси разрастания), исходя из гипотезы тектоники плит; 4) отсутствие вулканического рельефа и крайне малое содержание базальта на большей (300 км) части пригренландского звена хребта Гаккеля позволяет поставить вопрос: какими причинами можно объяснить наличие магнитных аномалий спредингового типа в этом районе?

Литература

1. Michel P.J., Langmuir et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation et the ultraslow – spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. V. 423. P. 956-961.
2. Погребицкий Ю.Е., Трухалев А.И. Происхождение глубинных базит-типербазитовых пород – ключевая проблема геологии Срединно-Атлантического хребта // Российская Арктика: Геологическая история. Миражения. Геоэкология. СПб., 2002. С. 49–62.
3. Kristoffersen et al. Multi – channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin. Arctic Ocean, from us ice station Fram IV // Tectonophysics. 1995. V. 114. P. 103–115.
4. Ларин С.Н. Гипотеза расширяющейся изначально гидриданной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
5. Ким Б.И. История формирования Евразийского бассейна (сейсмокомплексы, структура, мощность чехла, этапы и стадии эволюции) // Рос. геофиз. журн. 2003. № 31/32. С. 53–70.
6. Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 63–83.

Геодинамическая эволюция и основные структуры Арктики

Рифейско-раннекембрийский этап. В *протерозое* существовал суперконтинент Родиния. В *позднем протерозое* начался его распад, приведший к образованию Восточно-Европейского, Сибирского, Северо-Американского, Арктического палеоконтинентов, Доуральского и Палеоазиатского океанов. В *среднем рифее* от Восточно-Европейского палеоконтинента были отторгнуты континентальные блоки, которые в конце рифея объединились между собой, образовав палеомезоконтинент Баренция. В *начале кембрия* Баренцевский палеомезоконтинент присоединился к Восточно-Европейскому палеоконтиненту.

Среднекембрийско-раннедевонский этап эволюции начался с формирования осадочного чехла на большей части Арктического региона (о-ва Новая Земля, восток Чукотки, Аляска, Тимано-Печорский, Баренцевский регионы, Урал, Пай-Хой).

В *ордовике – начале силура* появился Доуральский океан, произошло накопление пассивно-окраинных толщ вдоль его периферии. В *конце силура–девоне* в ряде районов Арктиды (архипелаг Шпицберген, Восточная, Северная Гренландия) произошло столкновение плит, а в других (Новая Земля, Северное Верхоянье, Новосибирские острова, Восточно-Баренцевский прогиб, Пай-Хой), – начиная со среднего девона господствовали растяжение и рифтогенез.

В среднедевонско-триасовый этап эволюции на большей части Европаамерика-Арктического палеоконтинента и обрамляющих его областей (оceansы Панталаса, Уральский) накапливался осадочный чехол (Баренцевоморский, Тимано-Печорский, Западно-Сибирский регионы, Таймыр, Новая Земля, Новосибирские острова, Северная Земля, о-в Врангеля, Аляска, Свердруп, Шпицберген, Чукотка). Территория Иннуйского орогена являлась областью размыва и континентального осадконакопления с раннего карбона; районы, сопредельные с океаном Панталасса (от Чукотки до Таймыра), представляли собой пассивную континентальную окраину. К *концу перми* Уральский океан был почти полностью поглощен, сохранившись лишь в виде Южно-Ануйского залива. Упомянутая ранее пассивная окраина сменилась активной в связи с появлением зоны субдукции под Чукотку, Аляску и Таймыр. В *триасе* Южно-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия

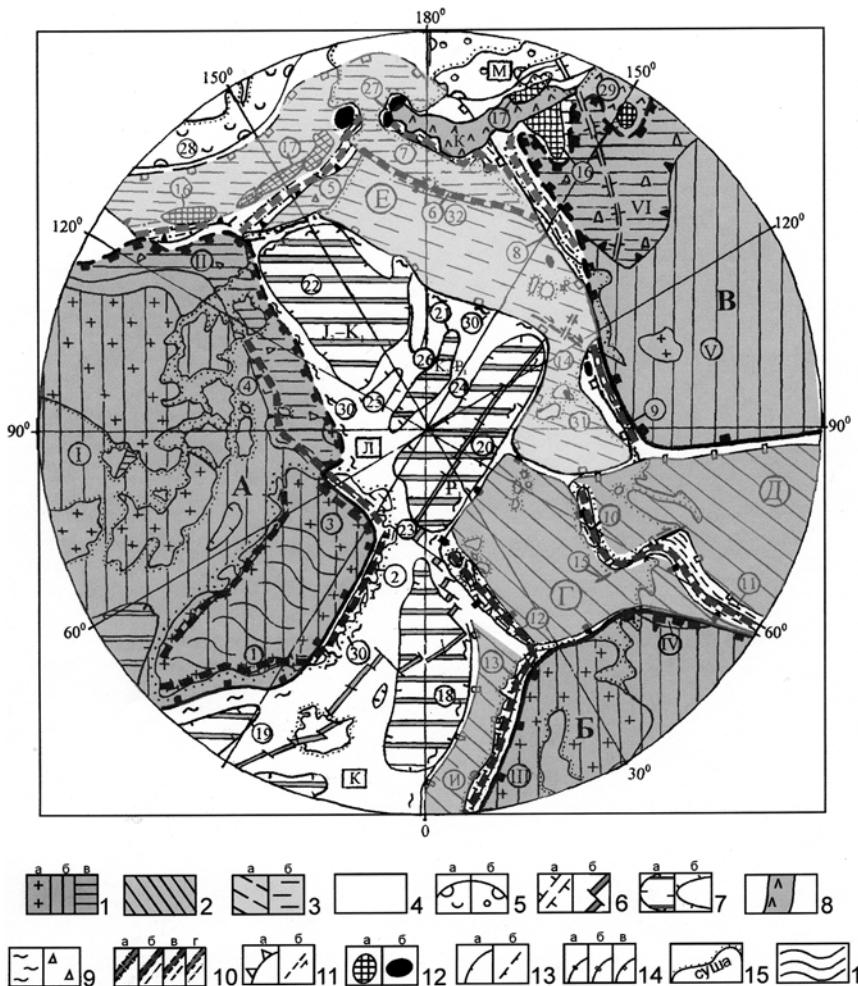
Аньюйский океан значительно расширился, формируя пассивную окраину на Чукотке. В начале триаса Евроамерика-Арктический палеоконтинент соединился с Сибирью, образовав Лавразию и ряд орогенов столкновения плит (Уральский, Новоземельский, Таймырский).

В юрско-раннемеловой этап эволюции осадконакопление продолжилось в центральной части Арктики. В юрское время Арктида была отторгнута от Лавразии, в пределах Южно-Аньюйского океана появились островные дуги, террейны, микроконтиненты. В поздней юре возникла Канадская океаническая впадина, отделившая Чукотский и Карский блоки Арктиды. Позднее (*готерив-баррем*) Чукотский блок был разделен на собственно Чукотский и Аляскинский. По их периферии накапливались осадочные породы Вилькицкой и Аляскинской пассивных континентальных окраин, формирование которые началось в позднем девоне. Перед карбоном эти толщи во внешних зонах были смяты, образовав складчатое основание. К началу апта Южно-Аньюйский океан был поглощен полностью, в результате чего ранее образовавшийся осадочный чехол во внешних зонах пассивных окраин смялся и вновь преобразовался в складчатое основание либо в переходный комплекс, сформировав Новосибирско-Чукотский ороген (Чукотка, о-в Врангеля, Ляховские острова). С апта по настоящее время формировался осадочный чехол в пределах всей площади Восточно-Арктического бассейна. На краях Чукотского блока накапливались пассивно-окраинные толщи (Вилькицкий прогиб), а во внутренних частях – рифтовые (Центрально-Чукотская впадина, Северо-Чукотский блок и др.).

В поздний мел-кайнозойский этап эволюции проявились океанические и континентальные рифты в центральной части Арктики. Над рифтами образовывались впадины и прогибы, а по периферии расширяющегося Северного Ледовитого океана оформлялась протяженная (более 3,5 тыс./км) пассивная континентальная окраина, еще не смятая столкновением плит. Упомянутые структуры выполнены верхнемеловым-кайнозойским осадочным чехлом в пределах Лаптевского, Евразийского, Марковского, Амеразийского ПНГБ. В восточной части Арктики верхнемеловым-кайнозойским осадочным чехлом выполнен Новосибирско-Чукотский ПНГБ, отдельные суббассейны Верхоянского ВНГБ. В результате описанной геодинамической эволюции возникали различные плитотектонические структуры. Наиболее крупные из них показаны на рисунке.

Литература

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



Основные плитотектонические структуры Арктических акваторий и прилегающей суши

1–4 – крупнейшие структуры: 1 – Северо-Американский, Восточно-Европейский, Сибирский палеоконтиненты (древние платформы) с архей-протерозойским кристаллическим фундаментом: *a* – выступы фундамента, *b* – фундамент, перекрытый осадочным чехлом, *v* – преобразованные части палеоконтинентов последующими (после накопления чехла) плитотектоническими процессами (складчатость, вулканализм, надвиги и др.), 2 – Баренцевский, Западно-Сибирский континентальные блоки (микроконтиненты), отколавшиеся от древних платформ палеоконтинентов и объединенные в последующем (рифей – палеозой) в мезоконтиненты (молодые эпирифейские и эипалеозойские платформы) с древним кристаллическим фундаментом в

пределах микроконтинентов, складчатым основанием и переходным комплексом в межблоковых зонах, 3 – Арктический (Арктида) блок и микроконтиненты, отковавшиеся от древних платформ и объединенные в последующем (рифей, палеозой, ранний мел) в мезоконтиненты (молодая эпираннемеловая платформа с кристаллическим фундаментом в пределах микроконтинентов, складчатым основанием, переходным комплексом в межблоковых зонах: *a*, *b* – эпираннемеловая часть платформы (*b* – преобразованная позднемел-кайнозойской складчатостью), 4 – современные океаны, окраинные моря; 5–10 – крупные структуры: 5 – область схождения литосферных плит и прилепления к окраинам континента островных дуг, террейнов континентальных блоков и др.: *a* – с юрского времени, *b* – с мелового времени, *b* – рифты: *a* – континентальные, *b* – океанические, оси спрединговых центров, 7 – наиболее глубокие (> 2 км) части океанических котловин (*a*), океанические поднятия, хребты (*b*), 8 – вулканогенные пояса активных континентальных окраин, 9 – пассивные континентальные окраины: *a* – позднемел-кайнозойские, нетрансформированные столкновением плит, *b* – древние, трансформированные столкновением плит, 10 – орогены столкновения плит (складчатые пояса разного возраста): *a* – гренвильские, байкальские, *b* – каледонские, *c* – герцинские, *z* – мезозойские, *d* – позднемел-кайнозойские; 11 – разломы: *a* – фронтальные зоны складчатости, надвиги, *b* – крупные сдвиги; 12 – древние массивы: *a* – террейны, палеомикроконтиненты, *b* – остатки палеоконтинента Арктида на поверхности; границы: 13 – палеоконтинентов: *a* – малоизмененных последующими плитотектоническими процессами, *b* – переработанных последующими тектоническими процессами, 14 – палеомезоконтинентов: *a* – рифей-венских (Баренция), *b* – рифей-палеозойских (Западная Сибирь), палеозойских (Норвегия), *c* – рифей-палеозойских, раннемеловых (Арктида); 15 – суши и моря;

16 – области вечной мерзлоты Гренландии.

Крупные палеоконтиненты (древние платформы): *A* – Северо-Американская, *B* – Восточно-Европейская, *C* – Сибирская; палеомезоконтиненты (буквы в кружках): *Г* – Баренция, *Д* – Западно-Сибирский, *Е* – Арктида, *Ж* – Норвежский; наиболее глубокие части современных океанов (буквы в квадратах): 3 – Атлантического, *И* – Северного Ледовитого, *К* – Тихого; плитотектонические структуры в пределах палеоконтинентов, мезоконтинентов и современных океанов (римские цифры в кружках): Северо-Американская платформа: *I* – непреобразованная часть, *II* – преобразованная последними тектоническими процессами часть; Восточно-Европейская платформа: *III* – непреобразованная, *IV* – преобразованная части; Сибирская платформа: *V* – непреобразованная, *VI* – преобразованная; орогены столкновения плит (складчатые пояса) (арабские цифры в кружках): 1 – Южно-Гренландский (раннепротерозойский), 2 – Восточно-Гренландский (среднепалеозойский), 3 – Северо-Гренландский (среднепалеозойский), 4 – Иннуитский (позднепалеозойский), 5 – Брукса (позднемел-палеогеновый), 6 – Врангеля (позднемел-палеогеновый), 7 – Чукотский (предоксфордский, повторные деформации в раннем мелу), 8 – Южно-Анюйский (раннемеловой), 9 – Южно-Таймырский (позднепалеозой-триасовый), 10 – Новоземельский (среднепалеозой-триасовый), 11 – Уральский (позднепалеозой-триасовый), 12 – Шпицбергенский (среднепалеозойский), 13 – Скандинавский (среднепалеозойский); крупные сдвиги: 14 – Хатангский, позднемел-палеогеновый, 15 – Пайхойский, позднепалеозойский; террейны: 16 – Омолонский, 17 – Охотский; глубоководные котловины современных океанов и время их раскрытия: 18 – Норвежская (K_2-P_1), 19 – Лофонтенновская (K_2-P_1), 20 – Евразиатская (P_1), 21 – Макарова (K_2-P_1), 22 – Амеразийская (J_3-K_1); океанические хребты: 23 – Гаккеля, 24 – Ломоносова, 25 – Альфа, 26 – Менде-

леева; активные окраины Евразии и Северной Америки: 27 – Евразиатская, 28 – Северо-Американская, 29 – Охотско-Чукотская; 30 – позднемел-современные пассивные континентальные окраины; континентальные массивы: 31 – Карский, 32 – Чукотский

2. Клецов К.А., Шеин В.С. Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики. М.: Геоинформарк-Центр, 2008. 65 с.
3. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001.
4. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. 776 с.

С.Ю. Колодяжный¹

Область динамического влияния Арктической зоны спрединга на северо-востоке Восточно-Европейской плиты

Материалы по анализу новейших полей напряжений, сейсмичности и региональной тектонике легли в основу представлений о дрейфе Восточно-Европейской плиты (ВЕП) в юго-восточном направлении в связи с пропагацией Атлантического рифта в Арктику и постепенным раскрытием Арктической зоны спрединга (рис. 1) [2, 4]. Как предполагается в [2], эти перемещения, начавшись в палеоцене, наиболее ярко проявились в позднем эоцене – среднем миоцене, а с позднего миоцена были заблокированы коллизией Аравийской и Евразийской плит. Движение ВЕП как самостоятельной плиты было возможным за счет правосдвиговых и левосдвиговых смещений соответственно вдоль западной (линия Торнквиста) и восточной (Урал) границ плиты, а также благодаря наличию геодинамического убежища на ЮВ в виде бассейна Паратетис [2]. Эта концепция требует дальнейшего развития – изучения внутриплитных структурных ансамблей, связанных с этим процессом, а также выявления механизмов передачи напряжений от активных границ плиты на многие сотни километров.

Структурные исследования последних лет позволяют пролить свет на поставленные выше проблемы. В их основу легли материалы по дешифрированию цифровых карт рельефа, анализ геофизических полей и полевые заверочные работы с использованием кинематического анализа. Исследования в СВ части ВЕП позволили выявить весьма сложный ансамбль структур, имеющих долгоживущий и «сквозной» по отношению

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

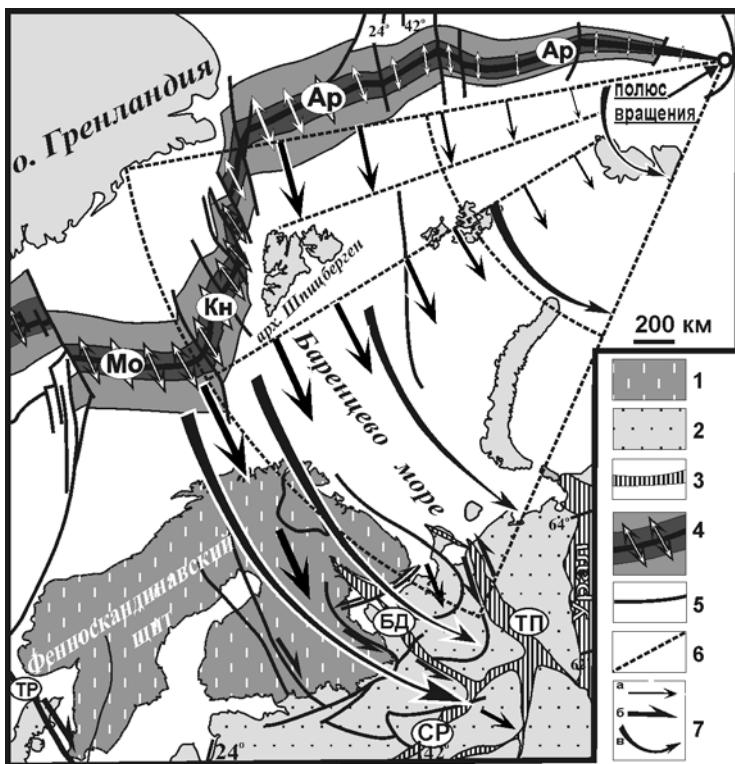


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая вариации скоростей перемещения Евразийской плиты в кайнозое в связи с развитием Арктической зоны спрединга. 1 – кристаллические комплексы фундамента ВЕП; 2 – осадки фанерозойского чехла ВЕП; 3 – подвижные пояса и зоны дислокаций; 4 – спрединговые зоны; 5 – зоны нарушений; 6 – полюс и линии, обозначающие сектор вращения; 7 – направления тангенциальных (а), сдвиговых (б) и ротационных (в) перемещений. Буквы на схеме: зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская, ТР – линия Торнквиста; ТП – Тимано-Печерский пояс; спрединговые хребты: МоН – Мона, Кн – Книповича; Ар – Арктический

к системе фундамент–чехол характер развития [1]. Было отмечено, что тектонические нарушения в докембрийском фундаменте, заложившиеся в конце палеопротерозоя, на плитной стадии развития ВЕП и в частности на неотектоническом этапе испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные под-

вижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур.

В пределах рассматриваемой области структуры первого порядка представлены динамически сопряженными Беломорско-Двинской (БД) и Среднерусской (СР) зонами дислокаций (рис. 1, см. рис. 2). Первая из них венчает докембрийский Беломорско-Лапландский подвижный пояс и заложенную на нем рифейскую рифтовую систему, являясь отражением их активизации в области развития платформенного чехла. В современной структуре эта зона представлена системой неотектонических грабенов общего СЗ простирания (ортогонально к оси спрединга в Арктике), сегментированных субширотными сдвигами трансформного характера (см. рис. 2). Изучение мезоструктур (сколы, отрывы, зоны трещиноватости) в пределах БД зоны показало наличие сдвиговых смещений в обстановке транстенсии, знак которых меняется по простиранию зоны в соответствии с ее сегментацией.

На ЮВ БД зона плавно по дуге смыкается со Среднерусской зоной дислокаций, которая также имеет «корни» в виде одноименных структур в кристаллическом фундаменте – подвижного палеопротерозойского пояса и рифейского авлакогена. Однако в отличие от БД зоны данная структура имеет инверсионный характер: над рифтовым провалом фундамента в современной структуре зоны развит Рыбинско-Сухонский мегавал, осложненный структурами высокого порядка, образующими транспрессионный парагенез. Здесь были выявлены зоны сдвига, оперяющие их диагональные складки и мининадвиги, асимметрично построенные зоны смятия и трещиноватости, а также структуры субслойного течения. Эти нарушения пронизывают палеозойские толщи и проникают в осадки мезозоя, а в единичных случаях – в отложения четвертичного возраста.

К западу от области дугообразного смыкания БД и СР зон расположен Двинско-Сухонский мегаблок. Кинематика сдвиговых смещений в его обрамлении и внутренний структурный рисунок указывают на выдвижение блока в ЮВ направлении. Примерно в 500 км к СЗ от этой структуры расположена аналогичная в динамическом отношении структура – кристаллический выступ Ветреного Пояса Фенноскандинавского щита [1] (см. рис. 2). В целом они составляют крупную внутриплитную структуру горизонтального перемещения, которая может рассматриваться как плитопоток [3]. Его внутреннее строение показывает, что движение массива пород к ЮВ происходило не в виде монолитного тела, а в качестве динамически дифференцированного потока с обособлением сегментов высокого порядка, связанных с локальными обстановками растяжения, вращения, тектонического нагнетания и выдавливания геомасс (см. рис. 2).

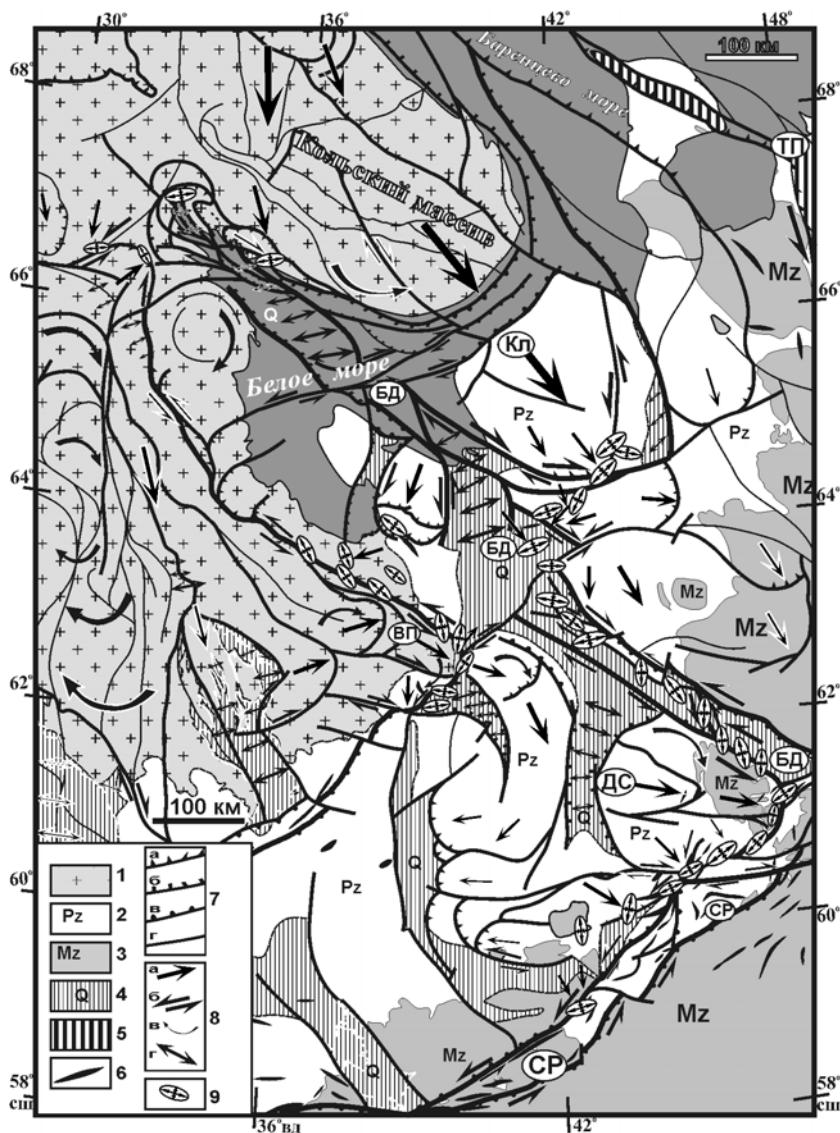


Рис. 2. Кинематическая схема кайнозойского этапа северо-восточной части ВЕП. 1 – докембрийский фундамент; 2–3 – осадки чехла: 2 – палеозойские, 3 – мезозойские; 4 – современные депрессии; 5 – складчатые пояса; 6 – антиклинали; 7 – зоны дислокаций: *a* – взбросы и надвиги, *b* – сбросы, *c* – флексуры, *g* – сдвиги; 8 – направления перемещений: *a* – тангенциальных, *b* – сдвиговых, *c* – ротационных, *g* – раздвиговых; 9 – ориентировка главных осей деформации. Блоки: ДС – Двинско-Сухонский, ВП – Ветреного Пояса, Кл – Кулойский (см. также рис. 1)

К СВ от БД зоны было отмечено широкое развитие нарушений и зон трещиноватости, имеющих преимущественно сдвиговую кинематику и «нарезающих» мозаичную систему блоков. Анализ кинематики отдельных сдвигов и характера палеонапряжений внутри блоков позволяет предполагать, что они также образуют плитопоток, испытывающий горизонтальное перемещение к ЮВ. Центральное «ядро» этого потока образуют Кольский массив и расположенный на его ЮВ фронте Кулойский блок, ограниченный зонами сдвига, адаптирующими выдвижение геомасс к ЮВ (см. рис. 2). По ряду структурных признаков движение данного потока происходило также дифференцированно, но с меньшими скоростями по отношению к рассмотренной выше аналогичной мегаструктуре.

В целом выявленные кинематические характеристики и особенности современной структуры СВ части ВЕП согласуются с моделью перемещения данной плиты к ЮВ в связи с раскрытием Арктической зоны спрединга. При этом движения носили не «монолитный», а дифференцированный характер, что подчеркивается обособлением внутриплитных разноскоростных потоков и сопряженных с ними структур высокого порядка. Слабым местом данной модели является механизм передачи напряжений от активных границ плиты на тысячи километров в ее внутренние области. Наиболее приемлемы построения, допускающие передачу напряжений не за счет «толкателяного» внешнего воздействия, а в результате горизонтального течения геомасс на уровне нижней коры и верхней мантии [2, 4]. В дополнение к этим взглядам следует добавить в круг рассмотрения еще один фактор. Как было отмечено в [5], из теоремы Эйлера следует, что движение плиты по сферической поверхности Земли происходит неравномерно: по мере удаления от спредингового полюса вращения векторная скорость перемещения в локальной точке плиты возрастает. Такой градиент скоростей является одной из причин формирования трансформных разломов, вдоль которых адаптируются скоростные вариации. В приложении к Арктической зоне спрединга, полюс вращения которой, вероятно, находится в области ее клинообразного выклинивания, из этого положения следует, что скорости перемещения в сторону от спредингового хребта в прилегающей Евразийской плите будут возрастать по мере удаления от этого полюса (см. рис. 1). Это может служить причиной нарушения динамической монолитности плиты, в теле которой при этом зарождаются разноскоростные сегменты, связанные с этим локальные напряжения и структуры, выравнивающие баланс общего поступательного движения. Этот феномен, вероятно, является фактором, ответственным за развитие рассмотренных выше внутриплитных потоков и разделяющих их зон дислокаций (БД зона и др.), играющих роль трансформных разломов.

Проекты РФФИ № 06-05-64848; 07-05-01158, «Фонд содействия отечественной науке».

Литература

1. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические патагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотекtonика. 2007. № 6. С. 3–22.
2. Conn M.L. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
3. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный Мир, 2001. С. 91–154.
4. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
5. Hatcher R.D. Structural geology: principles, concepts, and problems. New Jersey: Prentice-Hall, 1995. 511 p.

**Е.А. Кораго¹, Г.Н. Ковалева¹, Д.Джи², Н.М. Столбов¹,
Н.Н. Соболев³, Н.А. Гольцин³, Н.Г. Бережная³**

К вопросу о возрасте становления континентальной коры на западе Евразийской Арктики (по геохронометрии цирконов из ордовика и силура северо-запада Новой Земли)

Новая Земля – важный репер для экстраполяции её геологических особенностей на Западно-Арктический шельф Евразии, который привлекает всё большее внимание в качестве нового экономического района на углеводородное сырьё. Соответственно все новые данные по корректировке и уточнению геологического строения этого архипелага имеют первостепенное значение для упомянутых построений.

Новая Земля представляет собой часть Пайхойско-Новоземельской складчатой системы, являющейся северным окончанием Урало-Монгольского пояса. В отличие от Урала складчатая структура Пайхойско-Новоземельской системы была создана постпермским (раннекиммерийским)

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

² Уppsальский университет, Департамент наук о Земле, Швеция

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

орогенезом. Её допалеозойский фундамент состоит, по крайней мере, из двух разновозрастных блоков. Южный блок относится к поздним байкалидам (тиманидам), что выражено угловым и азимутальным несогласием между верхнериифейско-вендинскими и ордовикскими слоями. Северный блок имеет, вероятно, более ранний, но тоже посткарельский возраст.

Раннему палеозою и силуру свойственны три структурно-формационные зоны. Южная зона характеризовалась преимущественно шельфовым карбонатным осадконакоплением, тогда как на севере формировались терригенные флишевые и молассоидные многокилометровые толщи, а в центральных районах седimentогенез носил промежуточный характер: здесь помимо карбонатных и песчано-сланцевых осадков существенна роль обломочных пород молассоидного типа. По данным литолого-стратиграфических работ и среднемасштабного геологического карттирования снос обломочного материала в центральные и северо-западные районы Новой Земли в это время осуществлялся со стороны Баренцева моря, где по геофизическим данным в современной структуре отчётливо фиксируются зоны поднятий (Адмиралтейское и др.). Из псевофито-псаммитовых пород среднего, верхнего ордовика и верхнего силура северо-западного побережья в районе мыса Сахарова были отобраны пробы для определения возраста детритовых цирконов. Последние были выделены в ИГиГД РАН, а затем сданы в ЦИИ ВСЕГЕИ, где их возраст определялся методом лазерной абляции (LA-ICPMS, аналитик Н.А. Гольцин). Количество измеренных зёрен циркона в каждой из трёх проанализированных проб составило 55. Возраст получен построением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ изохрон по каждому зерну.

Результаты датирования цирконов оказались весьма любопытны. Для пород охарактеризованного грaptолитами среднего ордовика (поздний арениг – лландейло, что примерно 480–463 млн лет по старой и 470–460 млн лет по новой стратиграфическим шкалам, соответственно) получено четыре возрастных пика. Наиболее чёткий пик по обоим методам отвечает примерно 530 млн лет. Следующие два пика отвечают 620 и 700–750 млн лет и более значительны по Pb-Pb методу. По данным этого же метода, небольшой пик свойствен цирконам с возрастом около 1 млрд лет. Кроме того, по данным U-Pb метода (3 определения) выделен небольшой пик с возрастом 460–465 млн лет.

Цирконы из песчаников верхнего ордовика (по грaptолитам и кораллам, скорее всего, поздний ордовик – ранний лландовери, т.е. примерно 450–435 млн лет по старой и 460–440 млн лет по новой стратиграфической шкалам) в целом дают близкие результаты. Наиболее ярко выраженный пик по результатам обоих методов приходится на $530 \pm$ млн лет; гораздо менее чёткий пик соответствует 650–600 млн лет. Кроме того, по

U-Pb методу (3 определения) устанавливается пик с возрастом около $470 \pm$ млн лет.

Наконец, цирконы из гравелитов низов верхнего силура (ранний лудлов, по граптолитам, т.е. соответственно примерно 420–417 млн лет по старой и 423–421 млн лет по новой стратиграфическим шкалам) образуют много пиков, из которых большая часть приходится на гренвильскую и карельскую орогенезы (от 1 млрд до 1,5–1,7 млрд лет). Самым молодым является пик с возрастом 600 млн лет («тиманский»), чётко проявленный в U-Pb изохронах, но слабо выраженный по данным Pb-Pb метода.

На основании изложенного материала можно сделать три вывода:

1. Между поздним ордовиком и поздним силуром, т.е. в возрастном диапазоне от 450 до 420 млн лет, произошло коренное изменение источников сноса обломочного материала. Если в среднем и позднем ордовике преимущественно размывались поздние тиманиды, то в начале позднего силура в новоземельский бассейн обломочный материал поставляли гренвильские и более древние складчатые и кристаллические комплексы, роль тиманид была незначительна.

2. В досилурийское время, кроме того, размыты подверглись ранне-каledonские (?) породы. Если это так, то, скорее всего, они были представлены гранитоидами.

3. В ордовике, судя по возрасту осадочных пород мыса Сахарова и возрасту цирконов из этих же толщ, внедрение и размытие гранитоидов на поднятиях не были значительно разорваны во времени, равно как и на-капление продуктов их разрушения на Новой Земле.

Эти выводы ставят больше вопросов, чем дают ответов (в частности, по проблемам районирования фундамента Баренцево-Северокарской плиты). В настоящее время абсолютное большинство отечественных геологов [1, 2 и др.] считает, что возраст становления первичной континентальной коры в этом геоблоке Арктики допалеозойский (преимущественно «тиманский», т.е. позднебайкальский; реже – гренвильский). В фанерозое происходили неоднократные преобразования этой коры как деструктивного (рифтогенез, нередко сопровождаемый базитовым магматизмом), так и конструктивного характера. Последний проявлен наращиванием континентальной коры в результате орогенеза с гранитоидным магматизмом в тыловых частях эпигренвильских плит (каledonский орогенез на Сvalbardской плите в районе архипелага Шпицберген) и эпibайкальских–эпигренвильских плит (раннемезозойский орогенез Пайхайско-Новоземельского региона; позднепалеозойско-раннемезозойский орогенез Северной Земли и Таймыра).

Скандинавские геологи [3] считают, что каледонская сутура протягивается от Норвегии из района северо-восточнее Тромсё далее на север

несколько западнее архипелага Земля Франца-Иосифа, а фронт каледонских (скандинавских деформаций) располагается гораздо восточнее, приближаясь к западным берегам архипелага Северная Земля и включая поднятие Земли Франца-Иосифа и хребет Ломоносова. Северная Земля рассматривается как область проявления позднекаледонского (элсмирского) орогенеза, с чем согласны и отечественные исследователи, с той ремаркой, что подобные области являются лишь участками нарашивания (в данном случае, в предкаменноугольное время) существовавшей с дорифейского времени континентальной коры в «жёстких» кратонных блоках, далеко отстоящих от развивающихся и затем «закрывающихся» океанов. По мнению скандинавских геологов, каледониды Норвегии и Щвеции «торцово» надвинуты на северо-западно ориентированные структуры тиманид.

Цирконы с поднятий, расположенных западнее Северного острова Новой Земли, позволяют, в первом приближении, предположить, что фронт каледонских деформаций (или его «отторженцы», возможно, в виде микроконтинентов) распространяется ещё восточнее, чем его проводят скандинавские исследователи. Южнее мыса Сахарова в центральных районах запада Новой Земли в конгломератах силура присутствуют хорошо окатанные валуны хлоритизированных плагиогранитов, возраст которых по данным U-Pb метода SRIMP (устное сообщение А.К. Худолея, СПбГУ) 479 млн лет, что примерно соответствует границе раннего и среднего ордовика, т.е. самым ранним каледонидам.

На востоке Баренцева моря по геофизическим данным установлена отрицательная структура северо-восточного простирания, известная под названием Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Она состоит из двух достаточно изометричных (овальных) в плане впадин, где предполагается отсутствие либо утонение гранитно-метаморфического слоя. Впадины разделены поперечной седловиной, а мощность осадков в них оценивается до 18 км. Нижние горизонты разреза датируются по сейсмическим данным по крайней мере девоном; по другим интерпретациям, здесь присутствует весь палеозой и даже рифей. В.И. Устрицкий [4], придерживаясь второй точки зрения, трактует мегапрогиб в качестве останца океанической коры каледонского океана Япetus. Полученные нами данные о присутствии каледонских цирконов на северо-западе Новой Земли и, возможно, островодужных? гранитоидов в гальке конгломератов силура как будто свидетельствуют в пользу этих построений, что естественно вносит кардинальные изменения в бытующие представления о времени становления первичной континентальной коры на западе Евразийской Арктики. Вместе с тем, явно наложенный «уральско-новоземельский» структурный план Восточно-Баренцевского мегапрогиба,

большие мощности, прежде всего, пермско-триасовых осадков, отсутствие в островном обрамлении Баренцева моря эндогенных комплексов (за исключением эклогитов Шпицбергена), свойственных островодужным и океаническим обстановкам каледонского времени, небольшое (3 из 55) число зёрен с каледонскими возрастами, а главное значительное расходжение результатов U/Pb и Pb/Pb методов именно для этих зёрен, а также ряд других косвенных соображений заставляют осторожно относиться к полученным данным по хронометрии цирконов и, по нашему мнению, оставляют более предпочтительными представления о допалеозойском возрасте становления первичной континентальной коры, ставя вопрос об источнике сноса обломочного материала с каледонскими цирконами не с поднятий к западу от Новой Земли, а из других районов (к северу? от Новой Земли).

В любом случае, полученные данные очень интересны и их не следует игнорировать при последующих палеогеодинамических построениях в этом регионе Арктики.

Литература

1. Баренцевская шельфовая плита / Ред. И.С. Грамберг. Л.: Недра, 1988. 263 с.
2. Тектоническая карта Баренцева моря и севера Европейской части России. Объяснительная Записка / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хайн. М.: ИЛ РАН, 1996. 101 с.
3. Gee D.G., Fossen H., Henriksen N., Higgins A.K. From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland // Episodes. 2008. V. 31. № 1.
4. Устрицкий В.И. История формирования современной структуры Арктики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 93–106. (Тр. ВНИИОкеангеология; Т. 210, вып. 6).

Е.А. Кораго¹, Г.Н. Ковалёва¹

Главные этапы рудогенеза и каледонская орогенация в металлогении Российской Арктики

В арктических и приарктических районах России представлен практически весь спектр известных тектонических структур – от древних (докембрийских) и молодых (эпигабайкальских и др.) платформ до разно-

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

взрастных складчатых сооружений разного ранга, койлогенных областей, вулканоплутонических поясов планетарного масштаба, зон тектономагматической активизации и структур ударного генезиса спорной природы. Богатая и разнообразная геологическая история, приведшая к богатейшему набору структур Земной коры в Арктике, породила и разнообразнейшей по возрасту, составу и рудно-формационным типам набор эндогенных и экзогенных полезных ископаемых.

В целом, минерально-сырьевой потенциал Арктической зоны России (АЗР) сложился в результате процессов рудогенеза, связанных с: 1) формированием дорифейского кристаллического фундамента (железистые кварциты, керамическое, алюмосиликатное сырьё и т.д.); 2) развитием разновозрастных складчатых структур неогея (хромиты, ЭПГ, Cu-Ni, Fe-Ti руды на ранних этапах; полиметаллы, благородные и редкие металлы – на поздних и завершающих этапах их геостории); 3) тектономагматической активизации чехла древних платформ (апатиты, Cu-Ni руды, ЭПГ, алмазы и д.) и структурно-вещественных комплексов складчатых областей неогея (Au, Ag, Hg, Sb и др.); 4) формированием промежуточного и койлогенного комплексов неогейских плит (нефть, газ, газогидраты и т.д.); 5) выветриванием, денудацией и аккумуляцией рыхлого материала с образованием аллювиальных, элювиально-делювиальных, прибрежноморских и других россыпных концентраций Au, Ag, Ti, алмазов и т.д.

Наиболее масштабно рудообразование проявилось в дорифейское время и в позднем мезозое. Соответственно определяющее металлогеническое значение в АЗР имеют древнедокембрийская (на щитах древних платформ), а также ранне- (в чехлах древних платформ) и позднемезозойская (в складчатых областях) эпохи рудогенеза. Наибольшие концентрации и разнообразие эндогенного оруденения присущи (помимо щитов) орогенным и посторогенным этапам развития поздних мезозоид.

Следует особо остановиться на проявлении в АЗР (и Арктики в целом) каледонско-элсмирских складчатых событий и рудогенеза. В АЗР самостоятельных геоструктур этого времени на островных поднятиях шельфа и прилежащей материковой суше не выделяется. Вместе с тем, они пользуются широким развитием в Амеразийской и Европейской Арктике (складчатые сооружения Скандинавии, Шпицбергена, Северной и Восточной Гренландии, Канадской Арктики, хребта Брукса на Аляске). Их реликты, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках, известны и в АЗР – на Северной Земле, о-вах Де-Лонга и в материковых районах Северо-Востока России, где «затушёваны» более молодыми (позднекиммерийскими) складчатыми деформациями. Тектономагматические события этого этапа проявлены в чехлах древних платформ (на границе девона и карбона на Балтийском щите и Сибирь-

ской платформе) и в мезозоидах Северо-Востока Азии (существенно сиалическая вулканоплутоническая ассоциация девона на Омолонском микроконтиненте и гранитоиды Анюйско-Чаунского района и, возможно, Приколымья). С этой тектономагматической активизацией древних платформ связаны уникальные скопления медно-никелевых руд с ЭПГ (Норильск, Талнах), апатита, месторождения алмазов и т.д. На Омолонском массиве с девонскими вулканитами ассоциируют крупные золото-серебряные концентрации (Кубака, Биркачан, Ольча и др.) и плохо изученная медно-молибден-порфировая минерализация.

Проявления каледонско-элсмирских событий, нередко маркированных сиалическим магматизмом и молассой, образуют в Арктике подковообразный пояс, обрамляющий преимущественно amerазийскую область Северного Ледовитого океана и соединяющийся через Шпицберген и Скандинавию с каледонидами Северной Атлантики. Этот пояс является свидетельством существования и затем «закрытия» Проатлантического океана (Япетуса). Главные коллизионные события происходили в преддевонское, а заключительные – в предкаменноугольное время.

В позднем палеозое, преимущественно с башкирского (пенсильванского) времени, происходит экспансия в эту область тихоокеанского влияния, осуществлявшаяся через систему рифтогенных океанических бассейнов типа Южно-Ануйского. В Арктике фиксируется глобальная смена карбонатного осадконакопления терригенным. На Северо-Востоке Азии с этого времени и по среднюю юру формируется т.н. верхоянский комплекс, накапливавшийся на пассивных континентальных окраинах Сибирского и Северо-Американского кратонов. В предгорийское время происходит частичная инверсия Южно-Ануйского океана с формированием коры переходного типа (внедрение плагиогранитоидов Вургувеемского комплекса с возрастом около 240 млн лет). При сдвигении в поздней юре – раннем мелу Сибирского и Северо-Американского кратонов, сопровождавшимся широко проявленным мафическо-сиалическим островодужным и орогенным (коллизионным) гранитоидным магматизмом, возникает сложно построенная аккреционная структура поздних мезозоид. Интенсивные процессы сжатия привели в качестве ответной реакции к вторичному раскрытию в поздней юре недолго просуществовавшего Южно-Ануйского океана-II с соответствующим набором океанических и островодужных формаций. «Отголоски» позднемезозойских событий захватили и юго-западные районы Таймыра (т.н. область выклинивания тихоокеанских мезозоид). Основные простирации сложно построенной структуры поздних мезозоид Северо-Востока Азии и, в том числе, Южно-Ануйской сутуры, разделяющей Колымо-Омолонский и Чукотский блоки, северо-западные и, вероятно, наследуют структурный

план поздних каледонид – элсмерид. Они резко дискордантны по отношению к северо-восточной ориентировке наложенного альбско-позднемелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, маркирующего границу континент–океан и повторяющего тихоокеанский структурный план.

В конце мела – начале палеогена Тихий океан утрачивает своё влияние в Арктике, и примерно 59 млн лет назад начинается раскрытие Евразийского глубоководного бассейна, представляющего собой новую экспансию Атлантического океана в высокие широты. В свете изложенных построений современная структура АЗР является результатом начавшейся в палеозое борьбы двух океанов-гигантов: (Палео)Атлантического и Тихого, причём Атлантика через Уральский бассейн имела периодические связи с Палеоазиатским океаном.

Естественно, что эта «борьба» не могла не сказаться на фанерозойской металлогении главных геоблоков Российской Арктики. По времени становления первичной коры континентального типа в АЗР выделяются три мегаблока: *Западный* и *Восточный* с границей, проходящей в море Лаптевых и далее вдоль западного склона хребта Черского, а также *Полярноуральско-Западносибирский*, занимающий в АЗР незначительную площадь. Континентальная кора в Западном геоблоке сформировалась к палеозою и в дальнейшем претерпела неоднократные преобразования как деструктивного (рифтогенез и нередко базитовый магматизм), так и конструктивного (наращивание коры в результате орогенеза и гранитоидного магматизма на окраинах плит) характера. Континентальная кора Восточного блока была окончательно сформирована в результате амальгамации разновозрастных блоков лишь к позднему мелу. Наконец, в Полярноуральско-Западносибирском блоке континентальная кора окончательно оформилась в позднем палеозое, испытав в дальнейшем лишь единожды деструктивные преобразования (рифтогенез с широчайшим базитовым магматизмом) в раннем триасе.

Резкое различие в геоистории и металлогении Западного (эпипалеозайского) и Восточного (эпипозднемезойского) мегаблоков позволяет выделить «атлантический» (Pb, Zn, Cu, Fe, Ni, апатит и др.) и «тихоокеанский» (Au, Ag, Sn, W, Mo, Cu, Hg, Sb, Mn и др.) типы рудогенеза. С долей условности в Арктике обособляется и «уральский» тип (Cr, Ni, Fe, ЭПГ и др.). «Буферными» представляются районы Пай-Хоя, Новой Земли, Таймыра и Северной Земли, рудогенез в границах которых носит смешанный (промежуточный) тихоокеанско-атлантический тип (Pb, Zn, Cu, Au, Hg, Sb, флюорит, Mn).

В первом приближении можно говорить о превалировании в АЗР в раннем докембрии сидерофильных (магматогенных) «примитивных» преимущественно оксидных руд [1]. В неогее к ним добавляются халь-

кофильные полигенные (скарновые, гидротермальные, телетермальные и др.) полиметаллические руды, руды благородных и редких металлов. Последние, а также руды Hg, Sb и Bi являются обычно наиболее поздними. Вместе с тем, благородные металлы, так же как Cu Fe, – возрастные «космополиты», возникавшие в различных геодинамических обстановках и характеризующиеся разнообразием формационных, минеральных и генетических типов.

Достаточно отчётливо выделяются экзогенные эпохи накопления марганца и фосфора (пермь), а также угля (поздняя пермь – триас, поздняя юра – мел, поздний мел – палеоген), совпадающие с соответствующими планетарными эпохами [2].

Таким образом, одним из важнейших факторов, влиявших на особенности рудообразования, является подчас стойкая металлогеническая специализация конкретных геоструктур, сохранявшаяся даже при их значительных тектономагматических преобразованиях; например, – разновозрастная золотоносность Омоловского массива на Северо-Востоке Азии [3]. Первоочередную роль в эволюции рудогенеза играют, с одной стороны, особенности глубинного строения как самих мегаблоков, так и их отдельных частей; с другой – планетарные эпохи рудонакопления, определяемые палеоклиматическими, литологическими и другими факторами. Ведущая роль в «металлогенической асимметрии» АЗР принадлежит каледонско-элсмирскому орогенезу, металлогеническое значение которого для Восточного геоблока, вероятно, до конца не выявлено; впрочем, как и альпийского орогенеза для металлогенеза Западного геоблока.

Литература

1. Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР. Т. 5. М.: Недра, 1969. С. 303–331.
2. Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли / Ред. В.Н. Холодов. М.: Наука, 1984. 232 с.
3. Шило Н.А., Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Домезозойская золотоносность Омоловского массива // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 5. С. 1165–1167.

Баренцевоморский бассейн – моделирования истории погружения, истории генерации углеводородородов и неотектонических движений

Баренцевоморский бассейн является крупнейшим в Арктике и достаточно хорошо изученным как геофизическими методами, так и глубоким бурением. Его история идеальна для образования больших месторождений углеводородов. Но, в то же время, на последнем этапе геологической истории регион испытывал значительные по величине неотектонические движения, в результате которых осадочный чехол был значительно сэродирован, а многие месторождения углеводородов, вероятно, разрушены.

Для выяснения истории формирования месторождений углеводородов необходимо выполнить, с одной стороны, моделирование истории погружения, генерации миграции углеводородов, а с другой – моделирование неотектонических движений и возможного разрушения сформированных залежей.

На первом этапе моделирования необходимо численно рассчитать историю образования месторождений углеводородов – историю погружения, тепловую историю, историю генерации и последующей миграции углеводородов. Моделирование выполнялось для одно-, двух- и трехмерных моделей с помощью программных пакетов «Sedim» и «RheoLith», разработанных на геологическом факультете МГУ.

Как результат первого этапа может быть получена модель расположения залежей углеводородов до начала интенсивных вертикальных движений.

В результате моделирования истории погружения и сопоставления данных геологии, палеогеографии и тектоники получена следующая модель геологического развития региона:

- 1) поздний девон – образование Восточно-Баренцевоморского прогиба;
- 2) карбон – ранняя пермь – погружение бассейна за счет постстрифтового остывания, глубина бассейна 3–4 км к началу перми;
- 3) поздняя пермь – заполнение глубоководного бассейна клиноформными комплексами
- 4) граница перми–триаса – резкое прогибание бассейна;
- 5) ранний триас – заполнение глубоководной впадины клиноформными комплексами раннего триаса;

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

1. поздняя юра – небольшое событие растяжения, углубление бассейна на 200–300 метров;
2. неоком – заполнение образовавшейся впадины глинистыми осадками;
3. неоген-четвертичное время – сжатие, погружение впадин и подъем разделяющих их поднятий; эрозия, вулканизм на Новой Земле.

Моделирование тепловой истории проводилось с учетом тектонических событий выявленных выше; как калибровочные данные используются термограммы по скважинам. Результаты калибровки показывают хорошую сходимость между расчетными и реальными данными.

Моделирование истории генерации углеводородов проводилось для основных нефтематеринских свит региона – триасовой, нижнеюрской и среднеюрской. Результаты моделирования показывают что пик генерации углеводородов приходится для триасовых пород на раннюю–среднюю юру, а для юрских пород генерация продолжается и на настоящий момент. Главная область нефтегенерации находится в погруженных частях Восточно-Баренцевоморской впадины, потоки вторичной миграции направлены оттуда к поднятиям на краях впадины.

Второй этап моделирования – моделирование неотектонических движений. Одним из возможных механизмов быстрых вертикальных движений может быть механизм синкомпрессионного вдавливания и воздымания реологически неоднородной литосферы. Такой механизм известен, численно промоделирован и им, вероятнее всего, могут быть объяснены эпизоды быстрого погружения в Черноморском и Южно-Каспийском бассейнах. Баренцевоморский бассейн схож с этими бассейнами по целому набору параметров: отсутствие по геофизическим данным верхней коры; чрезвычайно большая мощность осадков; значительная мощность одного из осадочных комплексов, соответствующего короткому интервалу геологического времени, в течение которого бассейн находился в обстановке регионального сжатия; значительные по амплитуде вертикальные движения в короткий интервал геологического времени, не объясняемые стандартными моделями.

Многослойную структуру литосферы с реологически различными слоями можно свести к рассмотрению реологически однородной упругой пластины со сложной конфигурацией.

Моделирование реологических свойств литосферы на основе данных ГСЗ, гравитационных полей и теплового поля позволяет восстановить профиль эффективной упругой толщины литосферы и получить положение эффективной средней линии литосферы. При моделировании поведения полученной эффективно упругой модели литосферы под действием сжатия с силами, принятыми в тектонике плит, можно получить

профиль неотектонических движений бассейна. Оценка величины амплитуды движений позволит проверить правильность изначального предположения о быстрых синкомпрессионных неотектонических движениях Баренцевоморского бассейна с неоднородной литосферой.

В настоящее время существует достаточно большое количество оценок величины неотектонических движений и эрозии в Баренцевоморском регионе, сделанных разными методами (геоморфология, компакция глин, фишинг трек анализ). Такая оценка может быть хорошим репером для определения правильности созданной модели.

Для численного моделирования были выбраны три профиля через Восточно-Баренцевский прогиб, Центрально-Баренцевское поднятие и Адмиралтейское поднятие. По результатам моделирования получено, что в центральной части ЭУТ 100 км, в краевых частях ЭСП соответственно на глубине 50 км. При приложении сжимающий силы 10^{12} н/м получены вертикальные движения вверх с амплитудой до 100–200 м в районе Адмиралтейского поднятия, 100 м в районе Центрально-Баренцевского поднятия, и отрицательные с амплитудой – в 400 м в центральной части Восточно-Баренцевской впадины.

Такие движения могли существенно повлиять на степень сохранности залежей углеводородов в регионе.

Литература

1. Коротаев М.В., Никишин А.М., Шипилов Э.В. и др. Геологическая история Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое–мезозое по данным компьютерного моделирования // Докл. РАН. 1998. Т. 350, №5. С. 654–658.
2. Гаврилов В.П. (ред.) Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. М.: Недра, 1993. 324 с.
3. Ershov A.V. Effective middle surface of lithosphere // Earth Planet. Sci. Let. 1999. V. 173. P. 129–141.
4. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectono-physics. 1996. V. 268. P. 23–63.

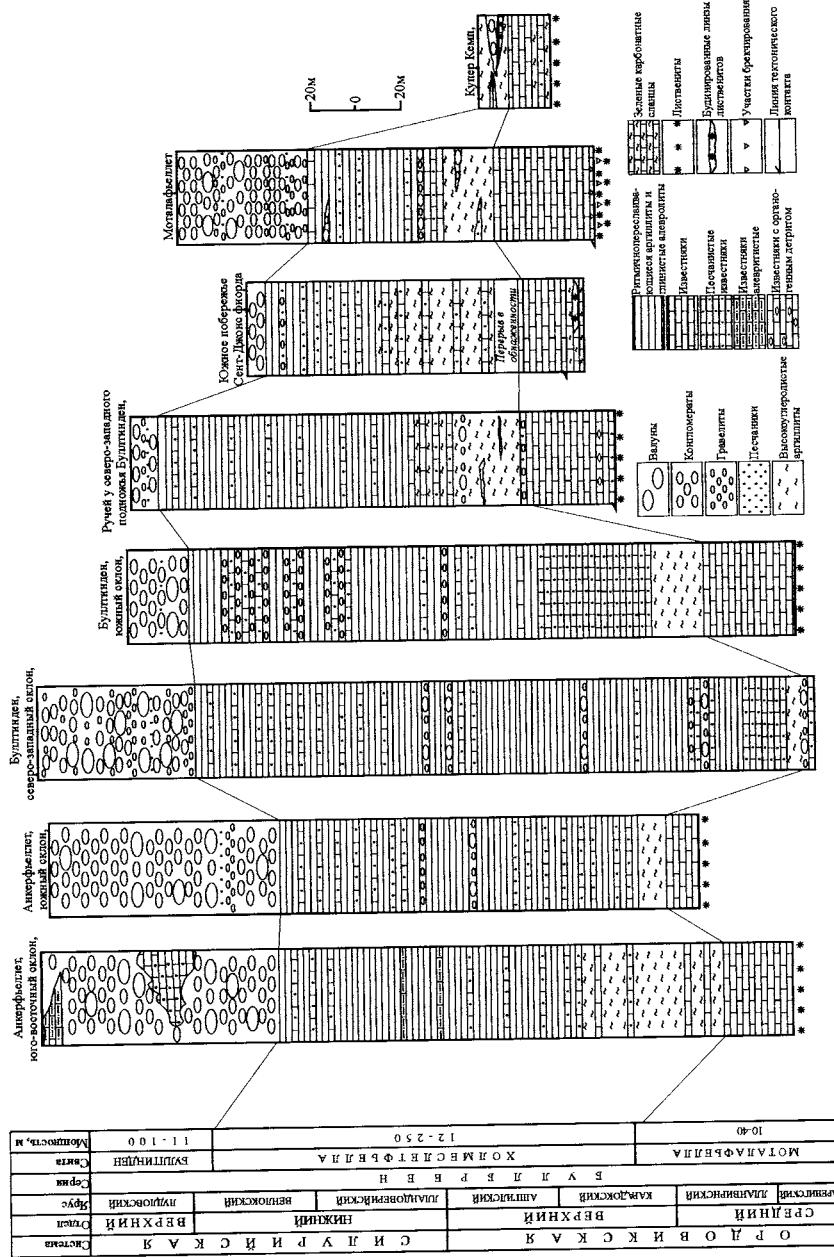
Стратиграфия ордовикско-силурийских отложений района Сент-Джонс фиорда (архипелаг Шпицберген)

В центральной части западного побережья Шпицбергена в районе Сент-Джонс фиорда обнажаются раннепалеозойские (ордовикско-силурийские) комплексы. В полевые сезоны 2004–2005 гг. эти отложения были изучены на северном побережье фиорда по южному и восточному склонам Анкерфьельет, на южном побережье в районе горы Буллтинден и Купер Кэмп, а также в районе Моталафьельет. При изучении разрезов ордовикско-силурийских отложений мы столкнулись с трудностями, обусловленными не только геоморфологическим характером местности, но и более сложным, чем считалось, характером складчатости с наличием сопряженных антиклинальных и синклинальных складок, широким развитием разрывной тектоники и повторением разрезов, не учитывавшихся ранее. Еще одной особенностью выходов отложений нижнего палеозоя в этом районе является их тесная пространственная связь с подстилающими офиолитовыми комплексами (рисунок).

Впервые нижнепалеозойские отложения в этом районе были описаны Хорсфилдом и Елле [5, 6] в качестве формации Буллтинден, включающей 3 толщи: нижнюю (песчаники, конгломераты, сланцы, 1000 м), среднюю (конгломераты, сланцы и линзы известняков, 450 м) и верхнюю (темные известняки, 50 м). Позднее название «Буллтинден» было оставлено за конгломератовой толщей, а ордовикско-силурийский комплекс получил название «формация Холмеслетфьелла группы Буллбрееен» [7]. В последней сводке Харланда по геологии Шпицбергена [4], а также на геологической карте масштаба 1:100 000, изданной Норвежским полярным институтом [3], группа Буллбрееен подразделена на 3 формации (снизу вверх): Моталафьелла (карбонатные породы, 260 м), Буллтинден (конгломераты, 10–60 м) и Холмеслетфьелла (песчаники и сланцы, 150 м).

Описание стратиграфических подразделений приводится в соответствие с принятой в России стратиграфической терминологией [1]. По результатам структурно-стратиграфических исследований 2004–2005 гг., на основании частных разрезов, с учетом надвиговых и складчатых структур, составлен сводный разрез ордовикско-силурийских отложений района Сент-Джонс фиорда. На основании макро (табуляты)- и микрофаунистических (конодонты) данных уточнен возраст свит, объе-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия



Разрезы ордовикско-силурийских отложений района Сент-Джонс фиорда

диняемых в серию Буллбреен. Предполагается следующая последовательность свит, слагающих серию Буллбреен (снизу вверх): Моталафьелла, Холмеслетфьелла и Буллтинден.

Разрез раннего палеозоя начинается известняковой свитой Моталафьелла. Контакт известняков с подстилающим офиолитовым комплексом Вестготабреен – тектонический. Этот контакт наиболее хорошо выражен в разрезах по южному побережью Сент-Джонс фиорда и на Моталафьеллет. В зоне контакта известняки сильно перекристаллизованы, с остроугольными обломками лиственитов размером от 5 до 15 см. В лиственитах наблюдаются зеркала скольжения. Породы брекчированы. Несколько иной характер контакта отмечался в разрезе по южному побережью Сент-Джонс фиорда. Здесь наблюдался контакт зеленых сланцев Вестготабреен и известняков Моталафьелла. В зеленых сланцах отмечаются будинированные линзы лиственитов мощностью до 1 м. Сланцы сильно кливажированы. В других разрезах нижняя граница свиты Моталафьелла выражена менее отчетливо или труднодоступна для изучения.

Свита представлена серыми, темно-серыми известняками, часто рассланцованными и брекчированными (нижние горизонты). В основании свиты известняки нередко содержат примесь (1–3 %) терригенного кварцевого материала. В разрезе у северо-западного подножия Буллтинден в известняках вблизи контакта с лиственитами отмечается перекристаллизованный органический детрит. На плоскостях напластования наблюдаются примазки черного углеродистого вещества. Характерна отчетливая горизонтальная и иногда линзовидно-волнистая слойчатость. Известняки пропитаны разнонаправленными кальцитовыми жилами и прожилками, из-за чего породы принимают полосчатый или линзовидно-полосчатый облик. Мощность свиты в изученных разрезах составляет 10–40 м. Нижняя часть свиты по наличию конодонтов соответствует верхнему аренигу, средняя часть может быть датирована верхним лланвирном и верхняя часть – ранним карадоком (определение Т.Ю. Толмачевой, ВСЕГЕИ, устное сообщение).

Свита Холмеслетфьелла почти всегда согласно залегает на подстилающей свите Моталафьелла. Нижняя граница четкая, резкая и представлена сменой серых, темно-серых известняков черными плотными высокоуглеродистыми аргиллитами. В разрезе у северо-западного склона горы Буллтинден контакт известняков и черных аргиллитов имеет тектонический характер. Вдоль контакта в зоне шириной 3–4 м известняки и аргиллиты образуют S-образные складки. Аргиллиты брекчированы и покрыты ржавой коркой, в них отмечаются будинированные кварцевые жилы мощностью до 10 см. Свита характеризуется резким преобладанием терригенных разностей пород. Во всех изученных разре-

зах она начинается черными, очень плотными высокоуглеродистыми известковистыми аргиллитами со скорлуповатой или чешуйчатой отдельностью. В них наблюдаются включения пирита, который при окислении дает ржавую корочку на поверхности аргиллитов. Аргиллиты часто кливажированы, с разноориентированными прожилками и жилами кварц-карбонатного состава. Мощность пачки составляет от 6 до 60 м. Выше залегающие породы представляют собой ритмичную песчано-алевролито-глинистую толщу с мощностями ритмов от 10 до 20 см. Все породы известковистые, переходы между ними постепенные. Для них характерна отчетливая горизонтальная слойчатость. Породы смяты в изоклинальные складки и интенсивно кливажированы. По всему разрезу свиты отмечаются прослои, линзы и пачки известняков, песчаников, гравелитовых песчаников, гравелитов, конгломератов. Мощность прослоев 10–25 см. Мощность свиты в изученных разрезах с учетом изоклинальной складчатости составляет 12–250 м.

Органические остатки в породах свиты очень редки. В разрезе Холмессетфельда найдены и определены табуляты (В.П. Столбова, СПГИ, устное сообщение) и выделен представительный конодонтовый комплекс (Т.Ю. Толмачева). По заключению последней, комплекс конодонтов типичен для нижнего силура (ранний лландовери). Табуляты характерны для лландовериского-венлокского ярусов нижнего силура. Таким образом, стратиграфический объем свиты может соответствовать интервалу, охватывающему лландоверийский-венлокский ярусы нижнего силура, но не исключено, что в нее может войти какая-то часть верхнего ордовика.

Свита Буллтинден завершает естественный разрез ордовикско-силурийских отложений в районе Сент-Джонс фьорда. Она залегает согласно на подстилающих отложениях с резким хорошо следящимся контактом. Граница четкая и проводится по появлению пачки конгломератов либо гравелитов. Коренные выходы свиты хорошо выражены в рельефе, часто образуя вертикальные уступы. Свита представлена переслаиванием массивных гравелитов, галечных и валунных конгломератов и крупно- и грубозернистых песчаников. В разрезах свиты наблюдается отчетливое распределение обломков по размерности и по слоям. Обычно характерна следующая последовательность слоев (снизу вверх): слой мелко-, средне- и крупногалечных конгломератов, иногда с редкими валунами, или гравелитов (0,2–1 м); слой грубозернистого или гравелитового песчаника (0,2–0,3 м); слой гравелита с редкой галькой мелкого размера (0,5 м); слой мелко-среднегалечного конгломерата (0,1–0,15 см); слой крупногалечного конгломерата с валунами (1,0–2,5 м). В некоторых разрезах слои могут незначительно варьировать по разрезу. Слои четко выражены, с резкими границами напластования, иногда они име-

ют волнистый карманообразный характер. Нередко по простирианию наблюдается замещение слоев мелко-среднегалечных конгломератов крупногалечными с валунами, либо гравелитовыми песчаниками. В отдельных прослоях отмечается косая односторонняя слойчатость. Обломочный материал составляет 60–80 % от объема породы. Состав обломочной части: жильный кварц, кварциты – 10–70 %, известняки – 20–50 %, слюдисто-хлоритовые сланцы – 5–30 %, яшмы – до 2 %, а также обломки лиственитов, углеролистых аргиллитов, песчаников и обломков песчано-алевролито-глинистого состава (5–7 %). Цементирующая масса базального и порового типа песчанисто-известковистого или известко-висто-песчанистого состава. Мощность свиты составляет 11–100 м.

Из комплекса органических остатков, встречающихся в валунах известняков, были диагностированы ругозы и табуляты раннесибирского возраста, а также комплекс конодонтов позднеордовикского или раннесибирского облика [2]. Учитывая это, можно предположить, что формирование свиты Буллтинден происходило, скорее всего, в ранне-позднесибирское (венлокско-раннелудловское?) время.

Стратиграфическое положение свиты Буллтинден подтверждается наличием в конгломератах обломков пород, типичных для нижележащей свиты Холмслефьелла, а также находками в них микро- и макрофаунистических остатков, дающих возрастную привязку, определенную для нижележащих свит.

Общая мощность серии Буллбреен – 390 м.

Литература

1. Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
2. Armstrong H., Nakrem H., Ohta Y. Ordovician conodonts from the Bulltinden Formation, Motalafjella, central-western Spitsbergen // Polar Research. 1986. V. 4. P. 17–23.
3. Bergh S., Ohta Y., Andresen A. et al. Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet B8G St. Jonsfjorden // Norsk Polarinstitutt Temakart. № 34. Oslo, 2003.
4. Harland W. The Geology of Svalbard // Geol. Soc., London, Memoirs. 1997. V. 17. P. 521.
5. Hjelle A., Ohta Y., Winsnes T. Hecla Hook rocks of Oscar II Land and Prins Carls Forland, Svalbard // Norsk Polarinstitutt Srifter. 1979. № 167. P. 145–169.
6. Horsfield W. Glaucomphane schists of Caledonian age from Spitsbergen // Geol. Mag. 1972. V. 109. P. 29–36.
7. Kanat L., Morris A. A working stratigraphy for central western Oscar II Land, Spitsbergen // Norsk Polarinstitutt Srifter. 1988. № 190. P. 1–25.

**М.К. Косько¹, И.А. Андреева¹, В.В. Буценко¹, Г.Э. Грикуров¹,
В.Л. Иванов¹, В.Я. Кабаньков¹, О.И. Супруненко¹, А.И. Трухалев¹**

**Тектоника Элсмирско-Чукотского палеошельфа
(западная часть Амеразийского бассейна,
Северный Ледовитый океан)**

Элсмирско-Чукотский палеошельф – это область поднятий в Арктическом бассейне, соединяющая шельф Евразии с Канадско-Гренландским шельфом. Наряду с Евразийским бассейном и Канадской котловиной, Элсмирско-Чукотский палеошельф является геоморфологическим и тектоническим подразделением первого порядка Арктического бассейна. Он включает хребты Ломоносова, Альфа, Нортвинд, поднятия Моррис-Джесуп, Менделеева, Чукотское плато и разделяющие их котловины Макарова, Подводников и др. В литературе он описывается под названиями Провинция центрально-арктических поднятий, Провинция хребтов и поднятий, Евразийский аваншельф, либо как западная часть Амеразийского бассейна.

Структурно-вещественные характеристики стратифицированных комплексов, время их накопления и преобразований, определение типа земной коры, выводимые из геологических наблюдений и интерпретации геофизических данных, являются базовой информацией для воссоздания геологической истории региона, контролируют применимость теоретических моделей, претендующих на объяснение его происхождения. В прикладном отношении эти сведения значимы для ресурсных прогнозов и оказались в высшей степени востребованными, поскольку используются для обоснования ВГКШ РФ.

Скоростные разрезы земной коры получены в результате исследований по геотраверсам ГСЗ, выполненным Полярной морской геологоразведочной экспедицией и ВНИИОкеангеология по проблеме Внешней границы континентального шельфа. Консолидированная кора практически повсеместно двуслойная: нижний «базальтовый» слой со скоростями 6,7–7,2 км/с и верхний «гранитный» слой со скоростями 5,9–6,5 км/с. Наличие гранитного слоя диагностично для отнесения земной коры к континентальному типу. Общая мощность земной коры представляется характеристикой второго уровня значимости. При ее величине менее 30 км земная кора определяется как утоненная, редуцированная, либо как переходная кора. Типичная континентальная кора мощностью от 35 до

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

40 км распространена на шельфе, в частности, на поднятии Де-Лонга, находящемся на простирации хребта Ломоносова. Позитивные структуры аваншельфа характеризуются несколько утоненной (24–30 км) континентальной корой. В котловинах мощность коры снижается до 8–14 км. Здесь на интерпретационных профилях иногда показываются разрывы гранитного слоя, объясняемые далеко продвинутым рифтогенезом.

Принадлежность земной коры Элсмирско-Чукотского палеошельфа к континентальному типу согласуется с подобием аномального магнитного поля этого региона аномальному полю над материками, включая кратоны. Продолжающиеся попытки использовать магнитные аномалии над хребтом Альфа в обоснование океанической природы земной коры – это всего лишь отголосок стремления свести всю геодинамику к теории листосферных плит.

Выше гранитного слоя располагаются стратифицированные комплексы: нижний со скоростями сейсмических волн 4,2–5,7 км/с, скорее всего палеозойского–мезозойского возраста, средний со скоростями 3,4–3,8 км/с и верхний со скоростями 1,6–3,0 км/с. Средний и верхний комплексы сложены, в основном, кайнозойскими осадками. Они проявлены в поле отраженных волн слоистыми записями на временных разрезах, а палеозойско-мезозойский комплекс на временных разрезах прозрачен. Граница кайнозойских осадков с палеозойско-мезозойскими толщами в полях преломленных и отраженных волн совпадает.

Кайнозойские осадки во многих местах опробованы дночерпательями и трубками и пробурены до подошвы на хребте Ломоносова. Вскрытый скважинами разрез позволяет датировать начало интенсивных погружений региона и преобразование его в палеошельф. Мощность кайнозойских отложений составляет 428 м. Они подстилаются алевропелитами кампанского возраста. Выше после перерыва объемом маастрихт – большая часть палеоценена следуют глинистые, кремнисто-глинистые осадки позднепалеоценового–среднеэоценового возраста, накапливавшиеся в окраинно-морских застойных бассейнах с нарушенной соленостью. После перерыва в конце эоцена – олигоцене, в миоцене возобновилось отложение преимущественно глин с небольшим количеством алеврита и песчаного материала и произошло углубление морского бассейна. Перерыв установлен также и в плиоцене. По перерыву в олигоцене датируется региональное несогласие на временных разрезах в разных районах Элсмирско-Чукотского аваншельфа. Это несогласие коррелируется с несогласием в реперных разрезах на арктических островах и прибрежной суше и отвечает кардинальной геодинамической перестройке в Арктике.

Состав и возраст палеозойско-мезозойского стратифицированного комплекса определяется на основании изучения донно-каменного мате-

риала, поднятого драгами и грунтовыми трубками. Угловатые обломки размером до 0,3 x 0,4 м приурочены к склонам и вершинам подводных поднятий. Их нет на поверхности dna и в верхнем слое осадков котловин. Это объясняется местным происхождением крупномерного материала. Обломки представляют продукт разрушения коренного ложа современной акватории. На подводной возвышенности НЭС «Академик Федоров» на севере поднятия Менделеева местным является также и тонкий осадок. Здесь глинистая фракция содержит высокий процент каолинита, образующего цемент в кварцевых песчаниках. Органическое вещество верхнего слоя осадков на полигоне обладает характеристиками, близкими к характеристикам органического вещества из палеозойских отложений Сибирской платформы, а не из современных донных осадков арктических морей. Местное происхождение крупномерных обломков в кайнозойских осадках на эскарпе Нортвинд убедительно показано А.Гранцем и др. Обломки пород на поднятиях аваншельфа представлены существенно кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами, доломитами, известняками, долеритами, гранитами, пегматитами, кислыми и основными вулканитами мелового возраста, роговиками, милонитами, гнейсами, метаморфическими сланцами. В породах нередки остатки палеозойских и мезозойских организмов, начиная с кембрийских. На юге поднятия Менделеева широко распространены кварцito-песчаники, подобные рифейским породам чехла Сибирской платформы. Осадочные породы из этого набора представляют чехол древней платформы, претерпевший некоторые преобразования, включая возможное формирование эпикратонных складчатых систем. В пользу того, что преобразования платформенного чехла проходили, говорят наличие среди обломков магматитов, включая граниты, а также прозрачность палеозойских–мезозойских толщ в поле отраженных волн.

Погружение шельфа на абиссальные глубины началось в олигоцене, как это документируется разрезом скважин на хребте Ломоносова. Нисходящие движения были дифференцированы, благодаря чему возник сложно расчлененный рельеф, отражающий ранжированную блоковую тектоническую структуру. Рассматриваемый регион целиком является блоком первого порядка. Его разломные ограничения четко прослежены вдоль западного склона хребта Ломоносова и вдоль эскарпа Нортвинд и менее четко вдоль восточного склона хребта Альфа. Ряд разломов, как ограничивающих палеошельф, так и разделяющих его внутренние блоки, трассируется в Канадскую котловину, в Евразийский бассейн и на Восточно-Арктический шельф Евразии. Изломы в плане хребта Ломоносова и срединно-океанического хребта Гаккеля хорошо согласуются

между собой. Такая связь геодинамически различных структур в современном плане подсказывает необходимость тщательного изучения проявлений унаследованности при палеогеодинамических реконструкциях.

Строение и формирование Элсмирско-Чукотского палеошельфа как позитивной морфоструктуры первого ранга в абиссали Северного Ледовитого океана объясняется редукцией земной коры континентального типа, в первую очередь, за счет сокращения мощности верхнего «гранитного» слоя, либо путем его раздробления и растикаивания при растяжении, либо вследствие его преобразования в базальтовый слой. Возможны различные физико-химические механизмы замещения гранитного слоя базальтовым: фазовые переходы в закрытой системе либо с привносом извне, флюидная деструкция под воздействием восстановленных, относительно сухих высокоуглеродистых флюидов, керамизация – спекание при повышенном тепловом потоке над выступами перегретой астеносферы.

Р.Б. Крапивнер¹

Альтернативная интерпретация разреза новейших отложений Баренцевоморского шельфа

Разрез осадочного чехла Баренцевоморского шельфа завершается новейшими отложениями, самым распространенным литотипом которых является диамиктон – плохо сортированная алеврито-глинистая порода с примесью песчаных и грубообломочных фракций, обладающая массивной текстурой и повышенной плотностью. Наряду с ним повсеместным развитием пользуются преимущественно алеврито-глинистые осадки покровного комплекса, характерным диагностическим признаком которых служит акустическая прозрачность. Она обусловлена тем, что эти осадки находятся на первой (фильтрационной) стадии гравитационной консолидации, вследствие чего могут быть отнесены к илам [1]. Решение проблемы генезиса и возраста диамиктонов определяет трактовку разреза новейших отложений, а также выводы о палеогеографии иtektonике периода их формирования. В настоящее время в публикациях преобладает точка зрения, в соответствии с которой на всей площади шельфа диамиктон былложен ледником, распространявшимся по дну моря. Такой вывод помимо литологических признаков этой породы

¹ АОЗТ Гидрогеологическая и геэкологическая компания (ГИДЭК), Москва, Россия

обосновывается наличием дислокаций и форм рельефа, связываемых с напорной деятельностью глетчерных льдов. Основываясь на нем, диамиктон и вышележащие илы включают в единый седиментационный комплекс, который интерпретируют снизу вверх как триад: тилл последнего оледенения – ледниково-морские отложения, увязываемые с разными стадиями дегляциации, – послеледниковые морские осадки. Это как будто подтверждается радиоуглеродными датировками илов, самые древние из которых лишь немного превышают 13 тыс. лет [2–4].

Палеореконструкциям подобного рода противоречит большая группа фактов. Так, термолюминесцентный возраст кровли диамиктона в пределах Печора-Канинского мелководья, Гусиной банки и Адмиралтейской возвышенности изменяется от 42 до 216 тыс. лет. Диамиктон возвышенностей Кленовой, Центрально-Баренцевской и Мурманской, а также разделяющих их желобов с глубины 2–3 м, а иногда и от своей верхней границы относится к хрону магнитной полярности Матуяма [5]. Слабоконсолидированные осадки в Печорском море и к северу от о-ва Колгуев залегают на нижнем из развитых на сопредельной суше горизонте диамиктов, а на более глубоководных площадях иногда по границе несогласия перекрывают как диамиктон, так и непосредственно породы его мезозайского субстрата [4]. Граница «слабоконсолидированные осадки – диамиктон» фиксируется резким скачком физико-механических свойств, вызванным существенным обезвоживанием диамиктона. Последнее нельзя объяснить его ледниковым происхождением, поскольку на основной площади шельфа, которая расположена ниже изобаты 120 м (величина гляциоэвстатической регрессии), внутриледниковый терригенный материал должен был в отлагаться в водной среде. В рельфе дна выделяются древовидные в плане системы линейных понижений, наиболее выразительными элементами которых являются краевые и попеченные желoba. Они следятся до северной и западной бровок шельфа, субмеридиональной орографической осью которого служит цепочка крупных возвышенностей Мурманской, Центрально-Баренцевской и Персея. Слоны долинообразных понижений, облекаемые слабоконсолидированными осадками, выработаны в диамиктоне, а в желобах врезаются на глубину до 200 м в подстилающие его мезозайские породы. В их днищах на сейсмозаписях под акустически прозрачной толщей фиксируются линзовидные тела вероятного аллювия. На Печоро-Канинском мелководье этот аллювий вскрыт скважинами. Все эти факты указывают на то, что накоплению слабоконсолидированных осадков предшествовал период общего поднятия и осушения шельфа, которое ~15 тыс. лет назад сменилось общим опусканием, создавшим основные черты современного донного рельефа [4], о чем свидетельствуют интерпо-

ляции радиоуглеродного возраста этих осадков до их подошвы. Фациальный анализ показал возможность интерпретации разреза акустически прозрачного покровного комплекса как трансгрессивной серии морских осадков без привлечения гипотетического фактора дегляциации шельфа [1]. В его основании в пределах погребенных долин залегают эстуарные (приливные ритмы) или лиманные (гомогенные илы) фации, которые вверх по разрезу сменяются неритическими осадками. В формировании последних важную роль играло осаждение материала, вытаивавшего из морских льдов. Вне погребенных долин и их пологих склонов неритические фации слагают весь обычно маломощный (до 5–6 м) разрез покровного комплекса. Различия в гранулометрическом составе неритических осадков определяются их положением в донном рельфе: на подводных возвышенностях накапливаются диамиктоновые илы, по составу матрицы и текстуре идентичные диамиктону, в пределах соседних впадин и желобов – хорошо сортированные гомогенные глинистые илы, а на растянутых склонах между ними – илы с промежуточными гранулометрическими показателями.

Присущие диамиктону признаки – низкая гранулометрическая сортировка, присутствие грубообломочного материала, массивная текстура и повышенная плотность – характерны и для диамиктонового ила. Небольшие различия в вещественном составе можно объяснить различиями в степени диагенетических и эпигенетических преобразований этих отложений, а также разными условиями их залегания. Диамиктон и диамиктоновый ил испытывают гравитационное уплотнение, описываемое единым уравнением регрессии:

$$\rho = 2,105 - 0,29 \cdot I_L \pm 0,13,$$

где ρ – плотность, I_L – показатель консистенции. Для хорошо сортированных глин и глинистых илов уравнение имеет вид: $\rho = 1,99 - 0,22 \cdot I_L \pm 0,19$. Отсюда следует, что при $I_L < 1,6$ (текучая консистенция) диамиктоновые илы и диамиктон имеют более высокую плотность, чем глинистые илы и консолидированные глины, причем эта разница растет по мере обезвоживания осадка (уменьшения I_L). Причиной служит плохая сортировка зерен, способствующая их компактной упаковке, поэтому распространенное мнение о связи повышенной плотности диамиктона с его ледниковым происхождением лишено оснований.

В соответствии с приведенными уравнениями в процессе консолидации диамиктоновый ил становится диамиктоном так же, как глинистый ил – глиной, что подтверждается и микропалеонтологическими данными. Практически во всех образцах, которые отбирались для микрофаунистического анализа, встречены фораминиферы удовлетворительной и хорошей сохранности в количестве от первых десятков до нескольких

сотен, иногда до 1–2 тыс. и более раковин на 100 г воздушно-сухой породы. Преобладают виды, ныне живущие в Баренцевом море, с небольшой примесью вымерших в плиоцене форм. Отмечается также примесь явно переотложенных мезозойских фораминифер. Хотя в отдельных образцах их содержание может достигать 70–90% и более, в среднем по 20 скважинам оно составляет 14% от общего количества экземпляров. Независимо от количества переотложенных раковин содержащиеся в диамиктонах позднекайнозойские фораминиферы образуют не случайный набор форм, а комплексы, насчитывающие от 10–20 до 40–60 видов, характерные для условий обитания в бассейне с нормальной соленостью, расположенным в субарктической температурной зоне. Разные соотношения между сравнительно мелководными эльфидиидами и более глубоководными кассидулинами, а также относительная роль планктона, boreальных видов и видов, указывающих на обмеление или опреснение бассейна, поддаются интерпретации в рамках фациального анализа морских отложений.

В кернах наблюдаются нарушения нормального залегания мезозойских пород и диамиктона, который изредка содержит их аллохтонные блоки. Они представляют собой фрагменты вторичных деформационных структур (разрывов и складок) линейных областей динамического влияния разломов фундамента, ширина которых из-за большой глубины его залегания достигает на поверхности 15–20 км и более. Имеются геолого-геоморфологические признаки того, что в некоторых районах шельфа движения по разломам сопровождались сейсмическими событиями и грязевым вулканизмом [6]. Вторичные разрывы со взбросовой компонентой из-за характерного для них выполаживания сместителя вблизи поверхности выглядят как надвиги с аллохтонным блоком мезозойских пород субстрата диамиктона в висячем крыле. В донном рельфе они выражены как гряды, относительная высота которых соответствует амплитуде вертикального смещения по разрыву (обычно не более 30–50 м), а ширина – амплитуде горизонтального тектонического перекрытия (первые сотни метров). Резкое (в 10–20 раз) сокращение мощности илов на таких грядах указывает на их заведомо постследниковый (1–2 тыс. лет) возраст. Близкие по размерам гряды образованы складками нагнетания, в которых активным слоем является диамиктон, а покровным комплексом – слабоконсолидированные осадки. Более крупные гряды и холмы не сложены диамиктоном, как позволяет предполагать гляциотектоническая концепция, а вырезаны в нем эрозией в период общего поднятия и осушения шельфа, предшествовавшего накоплению покрова морских осадков, облекающих неровности эрозионного рельефа.

Это осушение шельфа, почти совпадавшее по времени с периодом, отведенным для последнего оледенения, должно было вызывать резкие изменения природной среды (океаническая циркуляция, климат и пр.). Можно поэтому предполагать, что неотектоническая активность Западно-Арктической континентальной окраины, связанная с развитием Евразийского бассейна Арктического океана, а не материковые оледенения определяет своеобразие ее позднекайнозойской геологической истории и палеогеографии.

Литература

1. Кративнер Р.Б. Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 6. (в печати).
2. Polyak L., Solheim A. Late- and postglacial environments in northern Barents Sea west of Franz Josef Land // Polar Research. 1994. V. 13, № 2. P. 197–207.
3. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A. et al. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // Marine Geol. 1997. V. 143. P. 169–188.
4. Кративнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тыс. лет // Геотектоника. 2006. № 2. С. 39–51.
5. Блажчишин А.И., Линькова Т.И. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа // ДАН СССР. 1977. Т. 236, № 3. С. 696–699.
6. Кративнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

А.В. Крылов¹, Д.В. Зархидзе¹

Новые данные по стратиграфии и моллюскам неогеновых отложений Большеземельской тундры

Первые упоминания о наличии двусторчатых моллюсков в отложениях неогена Большеземельской тундры содержатся в геологических работах второй половины XX в. [1–2, 6–8]. В.С. Зархидзе [6, 8] на основании находок двусторчатых моллюсков к неогеновой системе отнес отложения колвинской свиты, что в дальнейшем было подтверждено палеомагнитными данными [4, 9, 12]. Однако стратиграфическое положение пород этой свиты до сих пор считается дискуссионным [5 и др.], несмотря на издающуюся геологическую карту этой территории [4]. Од-

¹ ЗАО «Полярgeo», Санкт-Петербург, Россия

ной из причин этого является недостаточная изученность кайнозойских моллюсков этой территории.

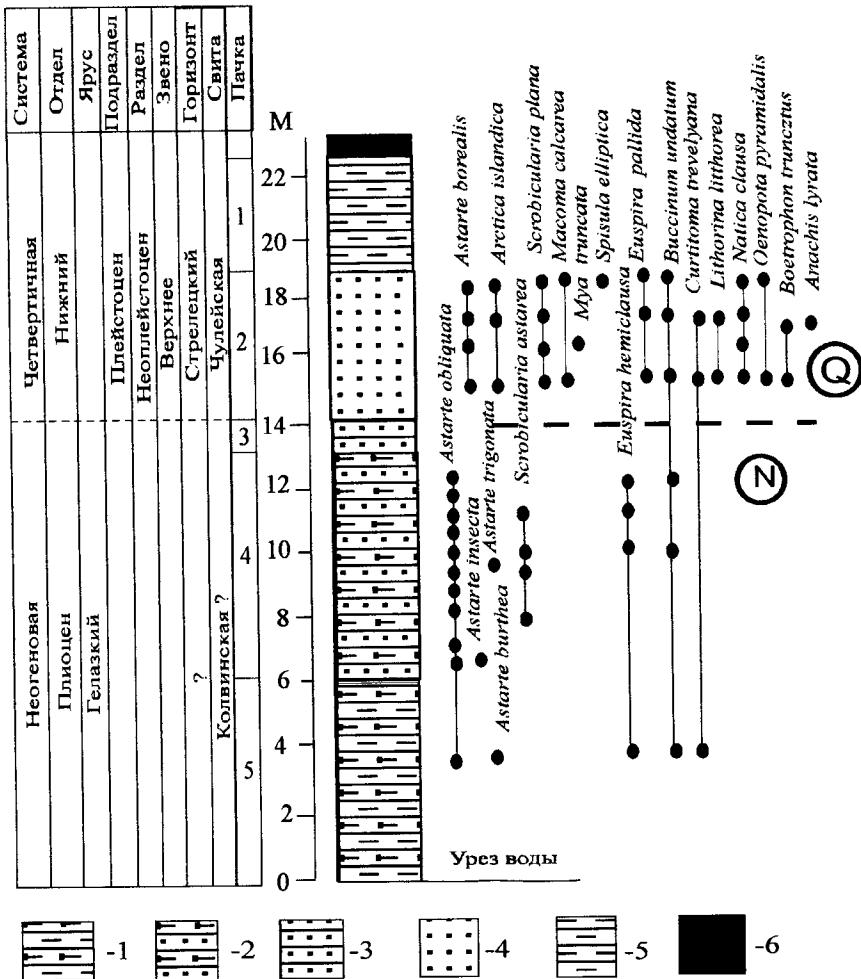
В 2001 г. Д.В. Зархидзе, Е.А. Гусевым, А.В. Бартовой и А.С. Рудым было изучено 25 разрезов кайнозойских отложений Большеземельской тундры. Во всех изученных разрезах осуществлялся послойный сбор раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Всего было обнаружено более 400 раковин, многие из которых отличаются хорошей сохранностью. Определение двустворчатых моллюсков осуществлялось аспирантом кафедры палеонтологии СПбГУ А.В. Крыловым. При определении использовалась как отечественная [3, 5 и др.], так и зарубежная литература [10, 11 и др.].

Наиболее представительный комплекс неогеновых и плейстоценовых моллюсков был обнаружен в разрезе на левом берегу р. Море-Ю (среднее течение реки, северная часть Большеземельской тундры) (рисунок [12]. Координаты этого разреза: 67°50,690' с.ш. и 60°40,043' в.д. Разрез расположен на абсолютной высоте над уровнем моря ~100 м. По заключению лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций (ВНИГРИ) породы нижней части разреза Море-Ю (4 пачка) сформировались до магнитохона Брюнес (800 тыс. лет назад). На рисунке приведена краткая литологическая характеристика пород этого разреза и распространение моллюсков в нем. Помимо разреза на р. Море-Ю неогеновые моллюски были обнаружены в нижней части разреза кайнозойских отложений у с. Акись (бассейн р. Печора) – *Astarte incerta* (Wood, 1853).

В результате изучения моллюсков из нижней части разреза Море-Ю необходимо отметить следующее.

1. Изученная фауна представлена 11 видами двустворчатых и 9 видами брюхоногих моллюсков как плиоценового, так и четвертичного возраста.

2. В отложениях Большеземельской тундры (4–5 пачки разреза Море-Ю) впервые обнаружены шесть видов моллюсков, характерных для мелководных отложений занклского-гелазкого ярусов (плиоцен) Бельгии и Нидерландов [10–11 и др.]: *Astarte obliquata* (Sowerby, 1817); *A. trigonata* (Nyst, 1881); *A. burtinea* (De la Jonkaire, 1823); *A. incerta* (Wood, 1853); *Scrobicularia astartea* (Nyst, 1835); *Euspira hemiclausa* (Sowerby, 1824). О плиоценовом возрасте пород этих пачек также говорит широкое распространение в них *Astarte obliquata* (Sowerby, 1817) – характерной формы зоны *Turritella triplicata* и *Yoldia semistriata* занклского–пьяченского ярусов Нидерландов (район Антверпена). Найдены *Astarte trigonata* (Nyst, 1881) и *A. burtinea* (De la Jonkaire, 1823) свидетельствуют о том, что отложения этих пачек, вероятнее всего, соответствуют отложениям



Стратиграфический разрез кайнозойских отложений на левом берегу р. Море-Ю (по Д.В. Зархидзе, 2003)

1 – серые суглинки и алевриты, 2 – темно-серые среднезернистые алевриты и пески, 3 – темно-серые и коричневые средне- и тонкозернистые песчаники, 4 – белые и се-
рые тонкозернистые пески, 5 – коричневый слой почвы

подзоны *Chlamys gerardi* и *Astarte trigonata* занклского яруса Нидерлан-
дов. Среди неогеновых моллюсков в разрезе Море-Ю (4 пачка) преобла-
дают представители родов *Astarte*, *Angulus*, *Scrobicularia*, остальные
формы немногочисленны.

3. Породы 3–5 пачек разреза Море-Ю, вероятно, соответствуют мелководным отложениям верхней части колвинской свиты. В этом убеждает сходство их литолого-геологических характеристик [12], а также наличие в этих отложениях многочисленных растительных остатков – стволов кустарников и раковин моллюсков *Astarte obliquata* (Sowerby, 1817) (в работах В.С. Зархидзе [6–8] этот вид фигурирует как *Astarte crenata*).

Литература

1. Белкин В.И. О неогеновых отложениях Большеземельской тундры // Докл. АН СССР. Т. 149, № 3. Л., 1963. С. 660–662.
2. Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.И. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР / Ред. А.И. Попов и В.С. Енокян. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 38–55.
3. Биология и океанография Северного Морского пути: Баренцево и Карское Моря. М.: Наука, 2007. 322 с.
4. Водолазская В.П., Иванов В.Н., Зархидзе Д.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Уральская. Лист Р-40 (Североуральск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2008 (в печати).
5. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 313).
6. Зархидзе В.С. История развития Тимано-Уральской области в связи с изучением ископаемых комплексов моллюсков // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР / Ред. А.И. Попов и В.С. Енокян. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 56–72.
7. Зархидзе В.С. История развития фауны морских моллюсков приатлантического сектора Арктики в позднем кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 186–194.
8. Зархидзе В.С. Комплексы неоген-четвертичных моллюсков. Этапы развития фауны и флоры // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 94–104.
9. Яхимович В.Л., Немкова В.Л., Семенов И.Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.
10. Marquet R. De Pliocene gastropodenfauna van Kallo (Oost-Vlaanderen, Belgie) / Belg. Ver. Paleont. Publ. 17; Bruxelles, 1998. 246 p.
11. Nyst P.H. Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique // Annales du Musée Royale d'Histoire Naturelle de Belgique. 1878–1881. V. 3. P. 1–262 (1878).
12. Zarkhidze D., Bolshiyayev D. et al. Marine Pleistocene sediments and terraces of the More-Yu river basin (Bol'shezemelskaya Tundra, the European Northeast to Russia) // International Conference on Arctic Margins (ICAM-IV): Abstracts, 2003. P. 1–6.

Новый взгляд на строение покровного ледника Антарктиды и его взаимодействие с каменным ложем

На сегодня считается установленным, что жидкую воду находится под антарктическим ледником в форме так называемых подледниковых озёр. В радиолокационных разрезах они выделяются по наличию подо льдом участков с выровненными и четкими границами (участок «е» на рис. 1). Наиболее обширным и первым из обнаруженных является озеро в районе российской станции Восток. Тем не менее, накопленные за последние 10 лет радиолокационные материалы свидетельствуют, по мнению авторов, о принципиально иных формах и условиях нахождения воды под антарктическим ледником.

Еще в 1965 г. в статье И.А. Зотикова и др. [3] приводились расчеты, из которых следует, что донное таяние охватывает всю центральную область ледяного щита Антарктиды. А в имеющихся на сегодня радиолокационных материалах (работы ПМГРЭ и др.) можно найти достаточно много указаний на существование под ледником обширной зоны донного таяния, – той самой, о которой писали Зотиков с коллегами еще 40 лет назад.

Практически на всех радиолокационных временных разрезах ледникового покрова Центральной Антарктиды существует верхняя однородная зона (область «с» на рис. 1), резко отличная от вышележащей слоистой толщи. Она возникает на некотором расстоянии от побережья и тянется непрерывно в глубь материка. Специалисты, занимающиеся радиолокационным зондированием, объясняют ее наличие простым затуханием с глубиной радиолокационного сигнала. Однако на еще большей глубине возникает весьма интенсивный сигнал от нижней однородной зоны «е» либо от зоны «д», – так называемого фундамента (самой нижней границы, отраженной, как правило, от каменного ложа).

На радиолокационных разрезах обычно выделяются два типа различающихся по амплитуде сигналов: 1) высокоэнергетические сигналы от верхнего снежно-firнового слоя ледника (зона «а»), слоистого льда (зона «б») и фундамента (зона «д»); 2) низкоамплитудные (почти нулевые) сигналы на участках зон «с» и «е». При этом сигнал в зоне «с» не является затухающим в отличие от сигнала в зоне «е»: там он действительно затухает, ибо никаких амплитудных всплесков более не наблюдается. Различный характер фиксируемых сигналов можно объяснить

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

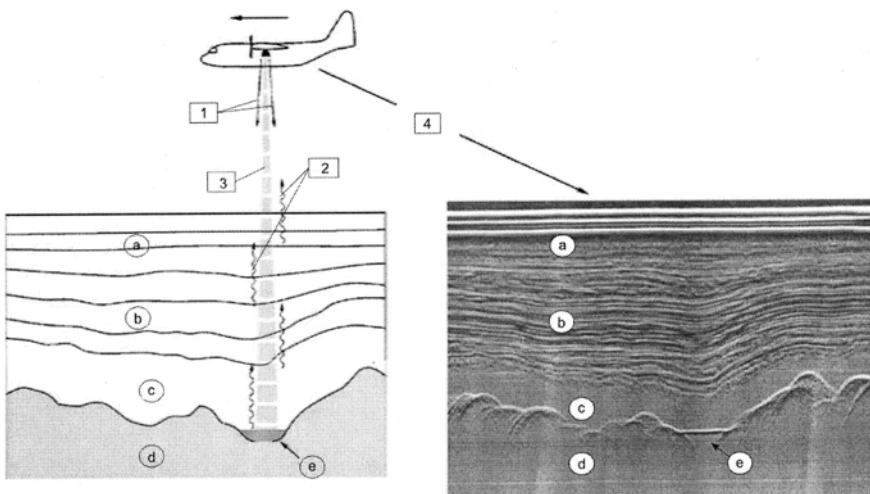


Рис. 1. Принцип проведения радиолокационных зондирований и временной разрез изученной толщи (по данным Martin J. Siegert, 2005 г., с дополнениями).
 1 – излучаемые электромагнитные волны (радиолокационный сигнал с частотой 60 мГц); 2 – реакция изучаемой среды в виде отраженных электромагнитных волн, принимаемых антенной; 3 – угол излучения передающей антенны; 4 – полученный временной разрез изученной среды: а – поверхностная часть ледника (фирн); б – ледниковая толща с хорошо выраженной слоистой структурой; в – верхняя однородная зона, отождествляемая по общепринятой модели с массивным ледником; д – фундамент; е – нижняя однородная зона, отождествляемая по общепринятой модели с толщей воды

различным взаимодействием электромагнитных волн с кристаллическими и аморфными веществами. Первые способны отражать электромагнитные колебания в определённых направлениях, а вторые пропускают их практически без отражения. К аморфным веществам относятся, среди прочих, все однородные жидкости.

Если по общепринятой модели зона «е» отображает слой воды, то что тогда располагается выше и отделено от «воды» такой резкой и четкой границей? Наиболее естественной, на взгляд авторов, является следующая интерпретация: зона «с», отвечающая по своим радиолокационным характеристикам аморфному веществу, является обширным слоем талой воды, а зона «е» отображает, вероятно, изолированные участки выровненных и слабо консолидированных осадков.

Известно, что антарктический ледниковый покров содержит в себе некоторое количество минеральной и органической пыли, заносимой ветрами на его поверхность. Опустившись за многие тысячи лет до

нижней кромки ледника, где действуют процессы таяния, частички пыли вытаивают и оседают на дно подледникового водоёма в форме пелитовых осадков. В хорошо выраженных донных депрессиях мощность осадков может быть повышенной за счет бокового сноса и придонных течений. В составе осадков могут присутствовать также и обломки горных пород, захваченных ледником с донных поднятий и «утерянных» на участках таяния. Мощный отражённый радиолокационный сигнал на границе, разделяющей воду и пелитовые осадки (зоны «с» и «е» на рис. 1), объясняется существенной разницей в диэлектрической проницаемости двух сред: воды – 88, горных пород – 10, сырого песка, глины – 5 [1].

С учетом времени и скорости прохождения сигнала через зону «с» (для воды она равна 33 м/мкс) по [1] можно определить, что мощность водного слоя в районе станции Восток составляет 100–165 м. Такой слой воды вполне проницаем для электромагнитного излучения. Ведь вода, образовавшаяся при таянии ледника, является, по сути, дистиллированной водой. Пресная, и тем более дистиллированная вода, на частотах выше 200 кГц является диэлектриком, т.е. хорошим проводником электромагнитных колебаний [2]. При условии, что электромагнитный сигнал излучается непосредственно в изучаемую среду (а это так и есть), и при рабочих частотах радиолокации 60 мГц, удельное ослабление для слоя дистиллированной воды такой мощности равно примерно 0,1 дБ, тогда как ослабление для трёхкилометрового слоя льда составляет уже 120 дБ.

В новой авторской интерпретации границе лед–вода на временных радиолокационных разрезах соответствует граница между зонами «б» и «с». Она, несомненно, является границей двух различных сред, причем однородная зона «с» больше соответствует по своим радиолокационным признакам не льду, а жидкой воде: в ней отсутствует всякая слоистость и существенно снижена амплитуда сигнала.

С привлечением данных по ледовому керну скв. 5Г-1 на станции Восток [4] авторами выделено несколько основных глубинных границ, сопоставимых с радиолокационной картиной рассматриваемой модели. В соответствии с ними мощности сред составляют: фирн – 718 м, слоистый лед – 2891 м, вода (зона «с») – 165 м. Выполнен оценочный расчет пластовых скоростей и на их основе – средней скорости прохождения радиолокационного сигнала сквозь фирновую, ледяную и водную толщи. Она составляет 168,44 м/мкс, что близко к измеренному ранее значению для данного района.

На рис. 2, А представлен временный разрез по маршруту М-01 в районе станции Восток. С использованием вышеприведенных параметров произведен пересчёт временного разреза в глубинный интерпретационный разрез (рис. 2, Б). Этот глубинный разрез существенно отличается

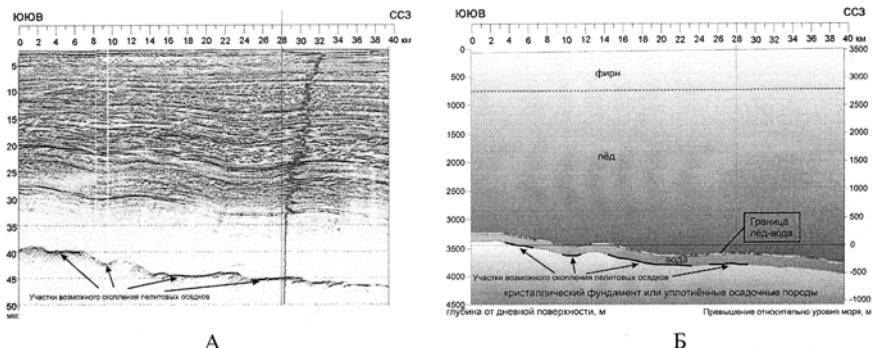


Рис. 2. А: Временнóй разрез по маршруту М-01, район станции Восток, на котором вертикальной линией показано положение и форма амплитудной кривой (Геологический отчёт 51 РАЭ, с дополнениями); Б: глубинный разрез по указанному маршруту в авторской интерпретации

от выполненных ранее интерпретаций наличием обширного, но сравнительно тонкого слоя воды, подстилающего ледник в районе станции Восток.

Таким образом, согласно новой модели, под покровным ледником в Центральной Антарктиде существует обширный водный бассейн, образовавшийся за счёт таяния нижней части ледника и отображающийся на временных радиолокационных разрезах в виде однородной аморфной области между ледником и фундаментом (кристаллическим или осадочным основанием). Вода в этом бассейне имеет сравнительно небольшую мощность, но благодаря широкому распространению зоны таяния, образует, по-видимому, крупнейший на нашей планете пресноводный резервуар. Выявленные ранее под ледником многочисленные «озера», отображают, вероятно, выровненные участки аккумуляции слабоконсолидированных пелитовых осадков, вытаиваемых из подошвы ледника. Из этого следует, что ледник в центральной части Антарктиды воздействует на каменное ложе иначе, чем представлялось: экзарации подвергаются лишь отдельные возвышенные участки, тогда как в депрессиях отлагаются тонкозернистые осадки с подчиненным объемом фрагментов горных пород, вынесенных с возвышенных участков.

Литература

1. Богоявленский В.В. и др. Радиогляциология. Л.: Гидрометеоиздат, 1983.
2. Гольдштейн Л.Д., Зернов Н.В. Электромагнитные поля и волны. М.: Сов. радио, 1971.

3. Зотиков И.А., Капица А.П. и др. Тепловой режим ледникового покрова Центральной Антарктиды // Бюл. САЭ. 1965. № 51. С. 27–33.

4. Липенков В.Я., Барков Н.И., Саламатин А.Н. История климата и оледенения Антарктиды по результатам изучения ледяного керна со станции Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. Вып. 72.

Н.Б. Кузнецов¹

Преддевонские комплексы Сvalльбарда – северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид?

Еще в начале 30-х годов XX в. Кулинг подметил сходство развитых на архипелаге Сvalльбард додевонских комплексов с таковыми западной Гренландии [18]. Последующими исследованиями Б.Харланда и К.Вильсона на п-ове Новая Фрисландия о-ва Шпицберген и на о-ве Северо-Восточная Земля были разработаны основы отнесения Сvalльбарда к каледонидам [12, 13]. Во всех последующих исследованиях додевонские образования Сvalльбарда объединялись в супергруппу Гекла Хук и трактовались как каледонский фундамент. Толщи вендского и РZ₁ возраста обычно включаются в разрез верхней части супергруппы Гекла Хук, в частности, вендские водно-ледниковые образования и залегающие выше неравномерно палеонтологически охарактеризованные РZ₁ терригенно-глинисто-карбо-натные и карбонатные образования. По-видимому, именно совместное включение вендских и РZ₁ толщ в состав верхней части супергруппы Гекла Хук, способствовало тому, что в многочисленных литературных источниках без должного на то обоснования полагалось и полагается до сих пор, что позднедокембрийские и раннепалеозойские стратиграфические последовательности Шпицбергена связаны между собой постепенным переходом. Это является важным аргументом в их коррелировании с одновозрастными комплексами каледонид Западной Гренландии [10, 11, 15 и др.], при этом подчеркивается, что на Сvalльбарде не проявилась или почти не проявилась тиманская (protoуральско-тиманская по: [19]) орогения [10]. Во всех широко известных публикациях древние комплексы и структуры Сvalльбарда рассматриваются как СВ продолжение Скандинавских каледонид, и только в малоизвестных работах [1, 24, 26] комплексы отдельных частей струк-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

турного основания Свальбарда трактуются как структуры, продолжающиеся сюда из Тимано-Печорского и/или Новоземельского регионов.

В ходе исследований по программе «Международного Полярного Года» в 2007–2008 гг. были проведены ревизия старых фактических материалов по Свальбарду и их критическое переосмысление с современных позиций. Это вместе с новыми данными позволяет подвергнуть со мнению отнесение всех комплексов структурного основания Свальбарда к каледонидам и поставить вопрос о пересмотре некоторых традиционных трактовок позднекембрийской–раннепалеозойской тектоники Свальбарда, а вместе с ним и всей Западной Арктики. В настоящей работе представлены данные, доказывающие, что на Свальбарде: (1) проявлены предраннепалеозойский перерыв и несогласие, сопоставимые с перерывом и несогласием, проявленными в подошве фанерозойских отложений Тимано-Печорского и Пайхайско-Новоземельского регионов, а также северных районов Западного Урала; (2) тектono-метаморфическая активность сопоставима по времени проявления сprotoуральско-тиманской орогенией.

1. Нижнепалеозойские образования на Свальбарде известны в трех его районах (рис. 1, А), где они выделяются как: 1) серия софиекаммен и серия сёркапп (юг Земли Веделя Ярльсберга (ЗВЯ) и север Земли Сёркапп); 2) серия буллбриин (Земля Оскара II); 3) серия ослобриин (СВ п-ова Новая Фрисландия, СЗ о-ва Северо-Восточная Земля, а также мелкие о-ва в заливе Мурчисона и проливе Хинлопенстрит).

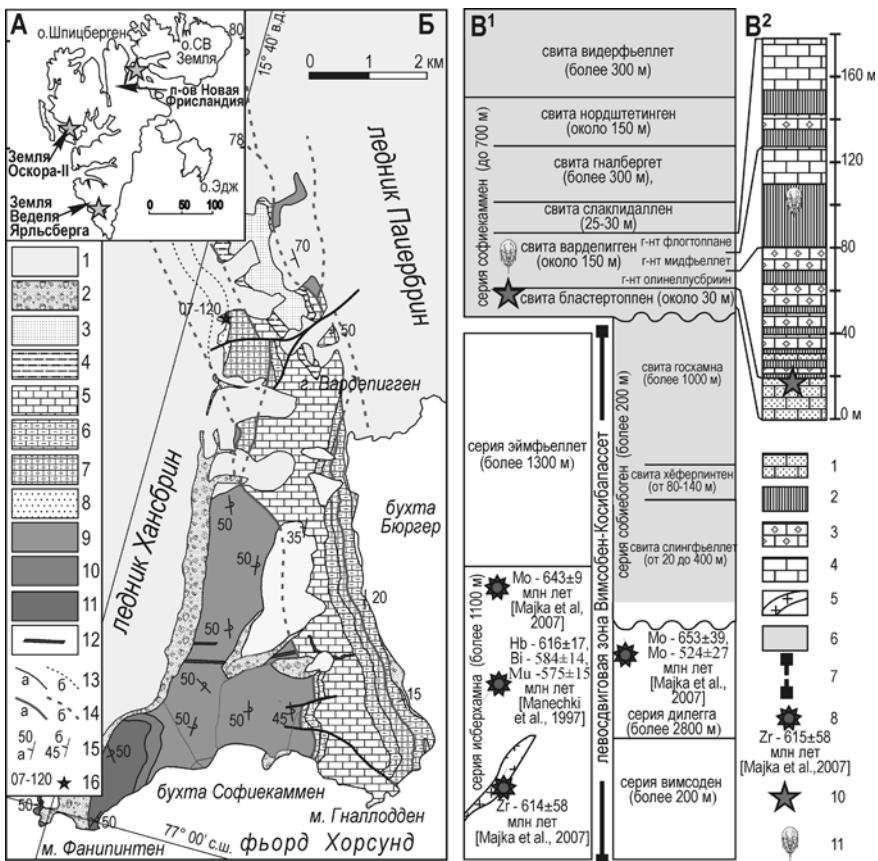
На юге ЗВЯ структурно и стратиграфически выше интенсивно дислоцированных и неравномерно метаморфизованных допалеозойских образований залегает толща терригенных (в основании) и карбонатных пород – серия софиекаммен. Нижние горизонты разреза серии довольно полно представлены на хр. Софиекаммен. Общая структура района может быть охарактеризована как довольно крупная линейная синклиналь С-СЗ простирации (см. рис. 1, Б). Серия софиекаммен расчленена [2, 5, 25] на несколько толщ разного ранга (см. рис. 1, В). При этом карбонатно-терригенные породы базальных уровней разреза серии (свита бластертоппен) не были охарактеризованы прямыми палеонтологическими данными, а их возраст принимается на основании находок трилобитов, определенных как раннекембрийские фоссилии, в более высоких горизонтах серии (см. рис. 1, Б и В).

В ходе проведенных автором работ в породах свиты бластертоппен – проба 07-120 ($77^{\circ}04'47.5$ с.ш., $15^{\circ}40'57.9$ в.д.), удалось выделить немногочисленные конодонтовые элементы – *Gapparodus bisulcatus* (Müller, 1959), *Proacodus cf. P. obliquus* Müller, 1959, *Albiconus* sp., *Muellerodus* sp. (определения конодонтов, заключения об их возрасте и привязка к

стратиграфическим горизонтам даны Т.Ю.Толмачевой), характерные для аюсокканского и сакского ярусов верхнего кембрия стратиграфической шкалы России [3]. В современном понимании кембрийской стратиграфии [16] этот фаунистический комплекс характерен для паибского яруса низов фурангиана. Учитывая то, что наиболее «молодые» оценки возраста метаморфизма позднедокембрийских образований юга ЗВЯ являются раннекембрийскими (524 ± 27 млн лет [21]), а также то, что залегающие выше породы свиты бластертоппен содержат высокозрелую кварцевую кластику, можно вполне обоснованно предположить, что перед временем накопления низов разреза палеозоя (~499 млн лет по [16]) подстилающие их образования, метаморфизованные в самом конце докембрая и начале кембрия, испытали выветривание и глубокий размыв.

В дополнение к этому отметим, что не только на юге ЗВЯ, но и на Земле Оскара II [4], и на СВ п-ова Новая Фрисландия [8] в основании палеозойского разреза фаунистически доказано наличие только ордовикских отложений. Все это означает, что на всем Сvalльбарде проявлены раннепалеозойские (ранне-среднекембрийские) стратиграфический перерыв и несогласие, которые по своим параметрам сопоставимы с предверхнекембрийско-раннеордовикским несогласием и перерывом, проявленным на севере Западного Урала, на Пайхое, на о-ве Вайгач, на юге Новой Земли и в СВ части Печорской плиты [7], т.е. в типовых районах развития комплексовprotoуралид–тиманид.

2. На Сvalльбарде известны многочисленные позднедокембрийские изотопные датировки гранитоидов и метаморфических преобразований позднедокембрийских комплексов, весьма близкие к возрасту гранитообразования и метаморфизма в protoуралидах–тиманидах. Так, для позднедокембрийских комплексов юга ЗВЯ K/Ar методом уже достаточно давно были получены изотопные возрасты – 565 и 595 млн лет [9], позднее Ar/Ar методом по роговой обманке возраст – 616 ± 17 млн лет, а по мусковиту – 584 ± 14 и 575 ± 15 млн лет [23]. Совсем недавно были получены весьма надежные U-Th-Pb датировки возраста акцессорных монацитов из пород свиты исбернхамна – 643 ± 9 млн лет и из толщ эймфьеллет и диэйлегга – 653 ± 39 млн лет и 524 ± 27 млн лет [21]. Кроме того, из одного из тел пегматоидных гранитов, прорывающих породы серии исбернхамна на г. Скодефеллет, известны определения U-Pb методом по единичным цирконам – $614\pm5,8$ млн лет [22]. Для вендских тиллитов Земли Нордшельда (западное побережье о. Шпицберген) по результатам изотопного анализа ионных микропроб цирконов из гигантских (до 1,5 м в поперечнике) гранитных кластов, конкордантные U-Pb определения (SHRIMP-II) возраста «магматических» оболочек единичных цирконов составили – 656 ± 5 млн лет [20]. Для серых очковых гней-



12 – дайки и силлы позднемезозойских долеритов; 13 – геологические границы (а), то же под ледниками (б); 14 – разломы (а), то же под ледниками (б); 15 – залегание слоистости: наклонное (а), перевернутое (б); 16 – место отбора пробы 07-120.

В. Сводный стратиграфический разрез южной части ЗВЯ (В¹) и его литостратиграфическая детализация для нижних уровней палеозоя (В²).

1 – песчаники, карбонатистые песчаники, песчанистые известняки, доломитизированные песчанистые известняки; 2 – черные алевролиты; 3 – седиментационные брекчи, состоящие преимущественно из разноразмерных обломков известняков и редких обломков черных алевролитов; 4 – светлые кристаллические известняки; 5 – тела гранитных пегматитов, прорывающие метаморфические породы серии исберхамна; 6 – элементы сводного стратиграфического разреза юга ЗВЯ, распространенные в пределах хребта Софиекаммен (Рис. 1Б); 7 – левосдвиговая зона Вимсоден – Косибапассет; 8 – примерное положение мест отбора проб для изотопного и химического датирования и значения полученных возрастов (Zr – по циркону; Mo – по монациту; Hb – по роговой обманке; Bi – по биотиту; Mn – по мусковиту), более подробные комментарии в тексте, в квадратных скобках – ссылки на литературные источники; 10 – положение пробы 07-120, в которой обнаружены кембрийские конодонты; 11 – примерное положение находок трилобитов [2, стр. 70]

сов серии исиспинтен (Isispinten) восточного берега о. Северо-Восточная Земля получены U-Pb датировки возраста – 668 ± 13 , 622 ± 12 и 687 ± 14 млн лет [17], кроме того, для красных очковых гнейсов на о-ве Паррвова (Parrvova), расположенного к северу от о-ва Северо-Восточная Земля, – U-Pb возрасты оторочек зональных кристаллов циркона – 574 ± 8 млн лет, а для каймы одного изученного зонального кристалла циркона из серых очковых гнейсов с о-ва Паррвова – U-Pb датировка – 522 ± 7 млн [17].

Среднепалеозойские граниты Свальбарда по своим вещественным характеристикам сопоставимы с гранитами А-типа (по систематике Чаппела-Уайта), а по возрасту – с образованиями формации «древнего красного песчаника». Они являются показателем не каледонского коллизионного тектогенеза, а посткаледонского рифтогенеза.

Выход. Таким образом, есть все основания поставить под сомнение традиционную трактовку всех позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов и структур Свальбарда как СВ продолжения Скандинавских каледонид. По крайней мере их часть является прямым продолжением на СВ реликтов структур орогена Протоуралид–Тиманид и нижних уровнях перекрывающего их фанерозойского чехла.

Работа выполнена в рамках Программы № 14 ОНЗ РАН «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики».

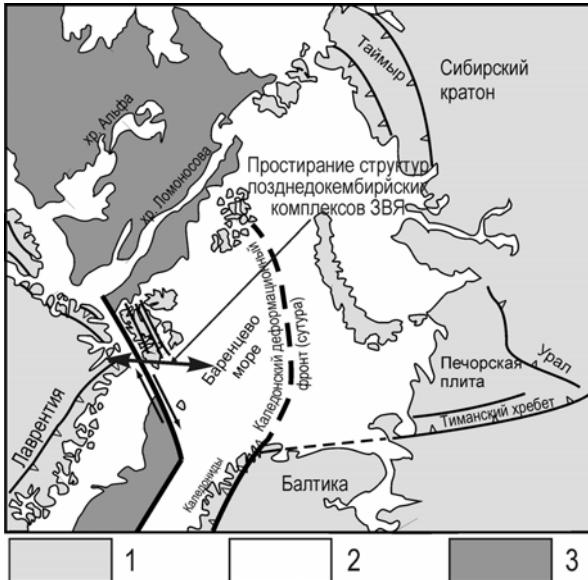


Рис. 2. Палеотектонической реконструкции для этапа начала раскрытия Евразийского океанического бассейна (~50 млн лет), из работы [11] с упрощениями.

1 – суши; 2 – шельфы и эпиконтинентальные моря; 3 – бассейны с океанической корой. Жирная двусторонняя стрелка показывает простижение складчато-разрывных дислокаций позднедокембрийских комплексов ЗВЯ

Литература

1. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Платонов Е.Г. // Отечественная геология. 1993. № 2. С. 36–48.
2. Красильников А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембира – раннего палеозоя. Л.: Недра, 1973. 120 с. (Тр. НИИГА; Т. 172).
3. Общая стратиграфическая шкала: Постановление МСК и его постоянных комиссий / Ред. Соколов Б.С., Жамойда А.И. СПб.: СвЕГЕИ, 2002. Вып. 33. 51 с.
4. Armstrong H., Nakrem N., Ohta Y. // Polar Res. 1986. V. 4. P. 17–23.
5. Birkemajer K. // Studia Geol. Polonica. 1978. V. 59. P. 7–46.
6. Birkemajer K. Geology of the Hornsund area, Spitsbergen. Geological map 1:75,000, with explanations // Polish Academy of Sciences, Committee on Polar Research, and Silesian University. 1990. 42p. (+ map).
7. Bogolepova O.K., Gee D.G. / Gee D.G., Pease V. (Eds.) // Geol. Soc., London. Memoir. 2004. V. 30. P. 191–206.
8. Fortey R., Bruton D. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 2227–2242.
9. Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B. et al. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen // Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1966. V. 137. P. 1–39.

10. Gee D.G., Teben'kov A.M. / Gee D.G., Pease V. (Eds.) // Geol. Soc. London. Memoir. 2004. V. 30. P. 191–206.
11. Gee D.G. EUROPE/Scandinavian Caledonides (with Greenland) // Encyclopedia of Geology / Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. (Eds.). Plimer. Elsevier. 2005. P. 64–74.
12. Harland W.B., Wilson C.B. // Geol. Mag. 1956. V. 93. P. 256–286.
13. Harland W.B. // Quart. J. Geol. Soc. London. 1959. V. 114. P. 307–342.
14. Harland W.B. // Proceedings of the 24th International Geological Congress. Montreal, 1972. P. 230–237.
15. Harland W.B. The Geology of Svalbard // Geol. Soc. London. Memoirs. 1997. V. 17. 521 p.
16. International stratigraphic Chart. International Commission on stratigraphy. 2008.
17. Johansson A., Larionov A.N., Gee D.G. et al. / Gee D.G., Pease V. (Eds.) // Geol. Soc. London. Memoir. V. 30. P. 207–232.
18. Kulling O. // Geografiske Annaler. 1934. V. 16. P. 161–254.
19. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udaratina O.V. et al. // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 305–323.
20. Larionov A.N., Teben'kov A.M. // NGF. 2004. № 2. P. 88–89.
21. Majka J., Czerny J., Manecki M., Mazur S. // Geophys. Res. Abstr. 2007. V. 9. 00923. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-00923
22. Majka J., Gee D.G., Larionov A. et al. // NGF No 2, 2007. Abstract and Proceedings of the Geological Society of Norway. 2007M. Abstract № ISP-041. P. 266.
23. Manecki M., Holm D.K., Czerny J., Lux D. // Geol. Mag. 1997. V. 135 (1). P. 63–69.
24. Ohta Y. // Tectonophysics. 1994. V. 231. P. 183–194.
25. Geological map of Svalbard 1:100 000 / Ohta Y., Dallmann W. (Eds.). Sheet B12G Tjørrelbreen // Norsk Polarinstitutt Temakart № 12. Preliminary edition 1994. Updated 1996.
26. Verba M.L., Sakoulina T.S. // Polarforschung. 2001. V. 69. P. 85–94.

**Н.Б. Кузнецов¹, Л.М. Натапов², Е.А. Белоусова², С.О'Рейли²,
К.В. Куликова³, А.А. Соболева³, О.В. Удоратина³**

**Восточно-Европейский (Балтийский) «провенанс»-сигнал
в протоуралидах-тиманидах юго-запада Тимано-Печорской
части Российского сектора Западной Арктики –
доказательство пассивного характера
позднедокембрийской Тиманской окраины Балтики**

В Российском секторе Западной Арктики позднедокембрийские комплексы именуются протоуралидами-тиманидами [19]. Они обнажены на

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Национальный Центр изучения геохимической эволюции и металлогенеза континентов (GEMOC), Университет Маквари, Сидней, Австралия

³ Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Тимане, на п-ове Канин Нос, на п-овах (Средний, Рыбачий, Варангер) СВ побережья Кольского п-ова и прилегающих к нему о-вах (Кильдин), на Сvalьбарде (Шпицбергене), на западных склонах Полярного и Приполярного Урала, в нескольких местах на хр. Пайхой, о-ве Вайгач и островах архипелага Новая Земля. Кроме того, они слагают фундамент Печорской плиты (ПП) и участвуют в строении шельфа Баренцева моря.

В пределах Тимано-Печорской части этого обширного регионаprotoуралиды–тиманиды выступают лишь на Тимане и на п-ове Канин Нос, где они относительно неплохо изучены [4, 9, 10, 15, 16 и др.]. Кроме того, эти образования слагают фундамент ПП, где они слабо охарактеризованы прямыми геологическими данными. Известны лишь материалы, полученные по редким скважинам, достигшим фундамента [1, 3, 12, 18]. В большей степени фундамент ПП охарактеризован геофизическими исследованиями [2, 5 и др.]. Имеющиеся материалы по составу и строению protoуралид–тиманид Тимано-Печорской области позволяют разделить ареал развития этих образований на две части (рис. 1): (1) Тиманский мегаблок, подразделяющийся на Тиманский и Ижемский блоки и сложенный преимущественно слабодислоцированными и незначительно метаморфизованными осадочными комплексами [8, 9, 13, 19, 17], и лишь на северо-западе (Северный Тиман и п-ов Канин Нос) – регионально метаморфизованными (вплоть до амфиболитовой фации) породами [9, 16]; (2) Большеземельский мегаблок, подразделяющийся на Печорский и Большеземельский блоки и сложенный protoуралидами–тиманидами, которые в значительной степени представлены тектонизированными и метаморфизованными комплексами вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород и гранитоидами [1, 3, 9, 19, 18].

Существуют различные палеотектонические трактовки protoуралид–тиманид Тимано-Печорской области и позднедокембрийской эволюции региона. Однако большинство исследователей сходится во мнении на том, что комплексы Тиманского мегаблока формировались в разных структурных зонах пассивной окраины континента Балтика. Во внутренней структуре Тиманского блока (ЮЗ часть Тиманского мегаблока, см. рис. 1) по характеру строения и полноте разрезов позднедокембрийских комплексов выделяется ряд зон (с ЮЗ на СВ): Обдырско-Нившерская, Четласско-Джежимпарминская, Цильменско-Ропчинская и Вымско-Вольская [8, 9]. На юге Четласско-Джежимпарминской зоны в районе холмистого увала Джежим-Парма из-под чехла рыхлых кайнозойских отложений в нескольких местах на дневную поверхность выступают позднедокембрийские образования, представленные красноцветными песчаниками *джесэжимской* свиты, а также известняки (местами доломитизированные) и алевроаргиллиты *ицкемесской* и *ваполской* свит.

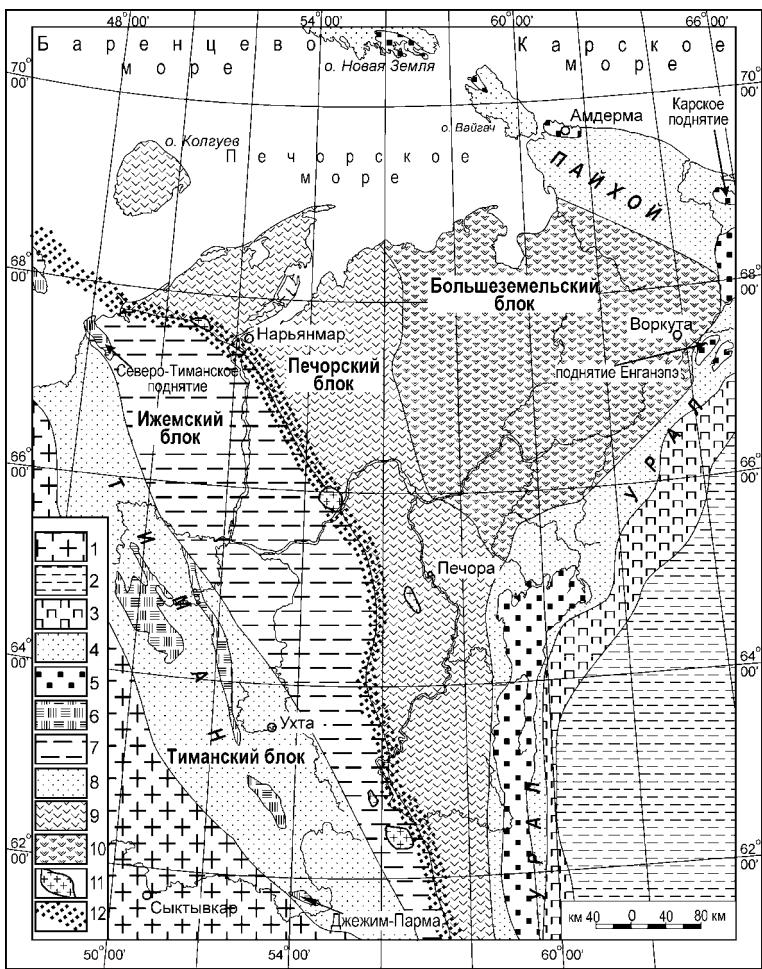


Рис. 1. Тектоническая схема позднедокембрийско-кембрийских комплексов (комплексов тиманид) Тимано-Печорской части Тимано-Печорско-Баренцевоморского региона и ее обрамления, из [Кузнецова и др., 2006] с упрощением. 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Западно-Сибирская плита; 3 – Восточно-Уральская мегазона; 4 – Западно-Уральская мегазона, палеозойские комплексы Пайхоя, о-ва Вайгач и Новой Земли; 5 – структуры (поднятия), сложенные протоуралидами-тиманидами на Западном Урале, Пай-Хое, Вайгаче и Новой Земле; 6 – структуры (поднятия), сложенные протоуралидами-тиманидами на Тимане; 7–10 – фундамент Печорской плиты: 7–8 – Тиманский мегаблок (7 – Тиманский блок, 8 – Ижемский блок), 9–10 – Большеземельский мегаблок (9 – Печорский блок; 10 – Большеземельский блок), 11 – позднедокембрийско-кембрийские гранитоиды в фундаменте Печорской плиты; 12 – Припечорско-Ильч-Чикшинская зона разломов (сутура)

Нами проведено дополнительное изучениеprotoуралид–тиманид этого района. В частности, в карьере для строительного камня из красноцветных косослоистых кварцевых песчаников джежимской свиты была отобрана пробы 05-301 (N61.78653, E54.10978) для изотопно-геохронологического, геохимического и изотопно-геохимического изучения кластогенных цирконов. Дробление песчаников и получение тяжелой фракции было проведено Н.Б. Кузнецовым «вручную», а выделение богатого цирконами концентрата (циркон и апатит) – в тяжелых жидкостях с использованием лабораторного оборудования ГИН РАН (лаборант Т.Д. Зеленова). Зерна циркона для исследования отбирались вручную Е.А. Белоусовой в лаборатории GEMOC. Там же Л.М. Натаповым и Е.А. Белоусовой было проведено изотопно-геохронологическое, изотопно-геохимическое и геохимическое изучение кластогенных цирконов из этой пробы (методические аспекты исследования изложены в: [7]).

Полученные результаты. (1) U-Pb возраст цирконов (61 измерение в 61 зерне) варьирует от 2850 до 1042 млн лет (рис. 2, А). (2) Модельные возрасты субстрата «материнских» по отношению к цирконам пород, рассчитанные по Lu-Hf изотопной системе для архейской популяции цирконов (3 измерения), оказались в диапазоне от ~2,84 млрд лет до ~3,25 млрд лет (см. рис. 2, Б). При этом для двух зерен он оказался очень близким (~2,84 млрд лет) к возрасту самих цирконов (~2,7–2,8 млрд лет). А это означает, что кора, из которой выплавилась магма, родоночальная по отношению к «материнским» породам изученных цирконов, была ювенильная. Для популяции протерозойских цирконов (4 измерения) Lu-Hf изотопная система дает модельный возраст субстрата их «материнских» пород в диапазоне от ~2,0 до ~2,84 млрд лет, т.е. «материнские» по отношению к этим цирконам породы образовались при рециклиинге архейской коры. (3) Установленные в изученных цирконах содержания редких и рассеянных элементов свидетельствуют, по мнению проводившей аналитические исследования Е.А. Белоусовой, о происхождении цирконов из гранитных пород или их вулканических эквивалентов. Только один кристалл архейского циркона произошел из пород сиенитового состава.

Выходы. Полученные U-Pb возрасты цирконов из песчаников джежимской свиты соответствуют возрастам магматических и метаморфических комплексов фундамента ВЕП, известным по: [11 и ссылки в этой работе]. Это указывает на то, что источником сноса для песчаников джежимской свиты хр. Джежим-Парма была Балтика – древний остов ВЕП. Кроме того, эти материалы подтверждают высказываемые ранее предположения, в соответствии с которыми позднедокембрийские комплексы Тимана формировались на Тиманском сегменте Тиманско-Уральской пассивной окраины Балтики.

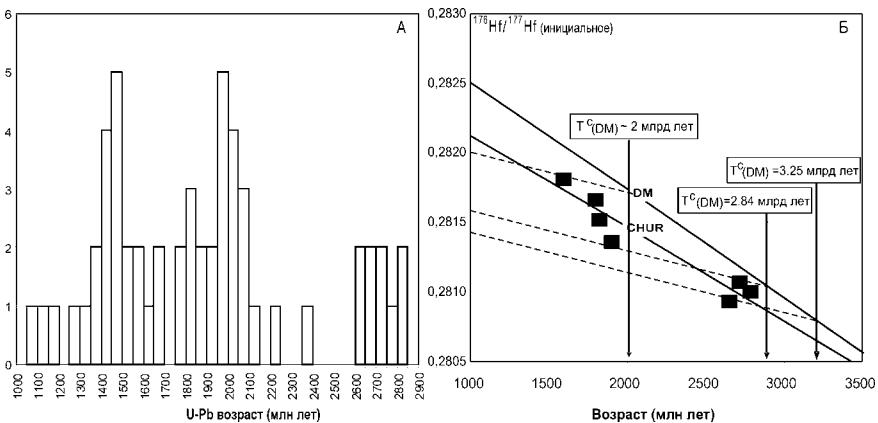


Рис. 2. Гистограмма U-Pb изотопных возрастов детритных цирконов (всего 61 анализ) из песчаников джекимской свиты поднятия Джеким-Парма (Южный Тиман) (А) и диаграмма определения модельного возраста субстрата материнских пород (Б)

Работа выполнена в рамках программы № 14 ОНЗ РАН «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики».

Литература

1. Белякова Л.Т., Степененко В.И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.
2. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 85).
3. Довжикова Е.Г. Позднедокембрийский магматизм Припечорской зоны разломов (центральная часть Печорской плиты): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 2007. 24 с.
4. Костюхин М.Н. Граниты полуострова Канин: геология, вещественный состав, условия образования и формационная принадлежность. Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985. С. 24–39. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР, вып. 53).
5. Костюченко С.Л. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 331–334.
6. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
7. Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. // Геол. сб. № 7. Информ. материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2008. С. 54–67.
8. Маслов А.В., Оловянинников В.Г., Ишерская М.В. // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.

9. Оловянишиников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
10. Оффман П.Е. Происхождение Тимана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 140 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 58).
11. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. // Precambrian Research 160 (2008) vii. P. 23–45.
12. Dovzhikova E., Pease V., Remizov D. // GFF. 2004. V. 126. P. 353–362.
13. Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al. // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 161–170.
14. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udaratina O.V. et al. // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 305–323.
15. Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D. // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (Eds.). Geol. Soc. London: Memoirs, 2004. V. 30. P. 69–74.
16. Lorenz H., Pytyn A.M., Olovyanishnikov V.G., Gee D.G. // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (Eds.). Geol. Soc. London: Memoirs, 2004. V. 30. P. 59–68.
17. Maslov A.V. / Gee D.G., Pease V. (Eds.) // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London: Memoirs, 2004. V. 30. P. 19–35.
18. Pease V., Dovzhikova E., Beliakova L., Gee D.G. / Gee D.G., Pease V. (Eds.) // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London: Memoirs, 2004. V. 30. P. 75–85.

А.Б. Кузьмичев¹

Западное продолжение Южно-Ануйской сутуры и кинематика раскрытия Амеразийской океанической котловины

1. Введение. Южно-Ануйская сутура рассматривается как принципиальная граница, разделяющая крупные тектонические элементы Северо-Востока Азии. Предполагается, что сутура представляет собой след океанического бассейна, который в триасе и юре отделял Северную Америку от Северо-Восточной Азии. Вопрос о том, где лежит западное продолжение сутуры, является дискуссионным. От его решения напрямую зависят выводы о тектонической эволюции СВ Азии в мезозое и способе раскрытия Амеразийской океанической котловины. В докладе рассмотрены предлагавшиеся ранее варианты трассирования Южно-Ануйской сутуры через Новосибирские острова и шельф моря Лаптевых и сделан вывод о том, что все эти варианты не находят подтвержде-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ния в геологическом строении региона. В докладе обосновано соединение Южно-Ануйской сутуры с Колымской петлей и рассмотрены тектонические следствия предложенной модели. Доклад основан на материалах статьи [1].

2. Западное продолжение Южно-Ануйской сутуры на о-ве Большой Ляховский. Согласно модели [2], Южно-Ануйская сутура протягивается от Чукотки только до устья р. Колымы, где соединяется с ротационной трансформой континентального масштаба. По результатам полевых исследований рассмотрено геологическое строение о-ва Большой Ляховский и сделаны выводы о том, что в его ЮВ части выходит западное продолжение Южно-Ануйской сутуры.

3. Предполагавшееся продолжение Южно-Ануйской сутуры на север от о-ва Большой Ляховский. Многие исследователи [3 и др.] полагают, что Южно-Ануйская сутура заворачивает от о-ва Большой Ляховский на север и далее проходит через о-ва Анжу. Геологическое строение островов Анжу свидетельствует о том, что все они в палеозое и мезозое представляли собой единый континентальный блок. Единственное место в районе островов Анжу, где крупная тектоническая граница могла бы проходить в меридиональном направлении, располагается непосредственно западнее о-ва Бельковский. Полевые исследования подтверждают, что структура этого острова действительно может быть интерпретирована в терминах крупномасштабного правого сдвига. Тем не менее, этот предполагаемый разлом не может являться искомой трансформой, так как полученные данные свидетельствуют о том, что в палеозое и триасе острова Анжу составляли единый континент с Сибирской платформой [4]. Таким образом, предполагавшиеся ранее модели однополюсного ротационного раскрытия Амеразийской котловины оказываются невалидными.

4. Предполагавшееся Таймырское продолжение сутуры. Л.М. Натапов и Л.П. Зоненшайн предлагали соединить Южно-Ануйскую сутуру с Паясино-Фаддеевским надвигом, который отделяет Южно-Таймырскую зону от Центрально-Таймырской. С таким предложением нельзя согласиться по нескольким причинам. 1) Паясино-Фаддеевский надвиг не является непрерывной границей, а представляет собой зону эшелонированных надвигов. 2) Зона Паясино-Фаддеевского надвига никак не выражена в потенциальных полях. 3) В районе зоны надвига отсутствуют какие-либо проявления коллизионного магматизма. 4) Палеозойские и триасово-юрские комплексы по обе стороны от зоны надвига представлены мелководно-морскими и континентальными отложениями. 5) Позднекаменноугольные и пермские терригенные отложения Южно-Таймырской зоны представляют собой продукты размыва Северо-Таймырского

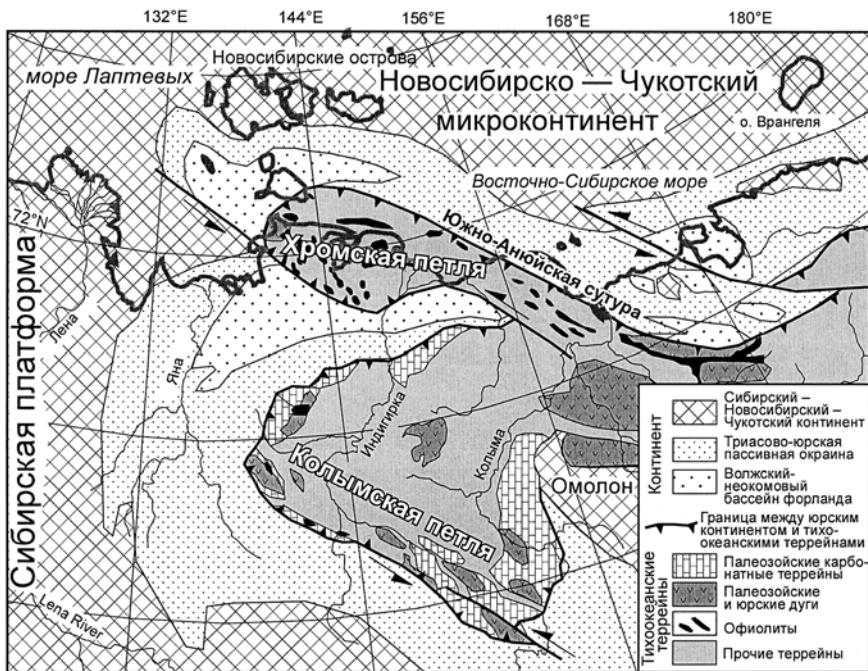


Рис. 1. Тектоническая схема объединенных сутур: Южно-Ануйской, Хромской и Колымской

орогена, который, следовательно, не был отделен океаническим бассейном от Южно-Таймырской зоны. Эти и другие доводы свидетельствуют о том, что идея западного продолжения Южно-Ануйской сутуры также не подтверждается геологическими данными. Таким образом, Южно-Ануйская сутура не продолжается ни на запад ни на север от о-ва Большой Ляховский. Следовательно, в мезозое Новосибирско-Чукотский континентальный блок не был отделен от Сибири океаническим бассейном. Сходный вывод сделан в [5] на основании анализа возрастов дегритовых цирконов в триасовых комплексах Арктики.

5. Колымская петля как продолжение Южно-Ануйской сутуры.

Самое западное место, до которого фактически прослежена Южно-Ануйская сутура, – ЮВ часть о-ва Большой Ляховский. Здесь сутура имеет ЮЗ простирание, указывающее на то, что она развернулась почти на 90° по отношению к первоначальному простираннию. Судя по магнитным аномалиям, вызванным телами серпентинитов, пройдя о-в Большой Ляховский, сутура продолжает разворот в обратном направле-

нии, описывая петлю вокруг Хромской Губы («Хромская петля»), после чего соединяется с Колымской петлей (рис. 1). С внешних сторон этих петель и к северу от Южно-Анюйской сутуры располагаются раннемезозойские комплексы пассивной континентальной окраины; с внутренней стороны и к югу от Южно-Анюйской сутуры – офиолиты и острородужные террейны с континентальным палеозойским основанием.

6. Позднеюрская–раннемеловая тектоника северной Пацифики.

Так как в раннем мезозое Сибирь и Северная Америка не разделялись океаническим бассейном, а представляли собой единый Амеразийский континент, то Южно-Анюйская сутура и ее продолжение в виде Хромской и Колымской петель являются фрагментом протяженной границы между Амеразийским континентом и террейнами, причленившимися к этому континенту со стороны Пацифики в меловое время и позже. На юге продолжением этой границы является Кони-Мургальская дуга, на востоке Южно-Анюйская сутура прослеживается в Северную Аляску и далее, описав Z-образную петлю, прослеживается вдоль западной границы Северной Америки до Калифорнии [6]. Сложный контур этой границы вызван северной трансляцией террейнов по обе стороны Пацифики. В позднеюрское время Колымская и Хромская петли не были столь извилисты и континентальная окраина, обращенная к Пацифики, была существенно более прямой (рис. 2, а).

7. Двухполюсная модель раскрытия Амеразийской океанической котловины. Реконструкция Амеразийской окраины, обращенной к Пацифики в позднеюрское время, позволяет интерпретировать Амеразийскую океаническую котловину как обычный задуговой бассейн, возникший в начале мелового времени в результате рифтинга и дрейфа краевого блока континентальной коры (см. рис. 2, б). Кинематика спредингового раскрытия этого бассейна, имеющего треугольную форму, представляет собой одну из нерешенных проблем тектоники Арктики. Предложена модель, описывающая раскрытие бассейна по типу шарнирно сочененного параллелограмма, в которой все географические черты бассейна, включающие хр. Альфа-Менделеева и Чукотское плато, находят объяснение.

Работа поддержанна программой № 14 ОНЗ РАН.

Литература

1. Kuzmichev A.B. Where does the South-Anyui suture go in the New-Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia Basin Origin // Tectonophysics. 2008. V. 475. P. 1–15.
2. Rowley B.R., Lottes A.L. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 73–120.

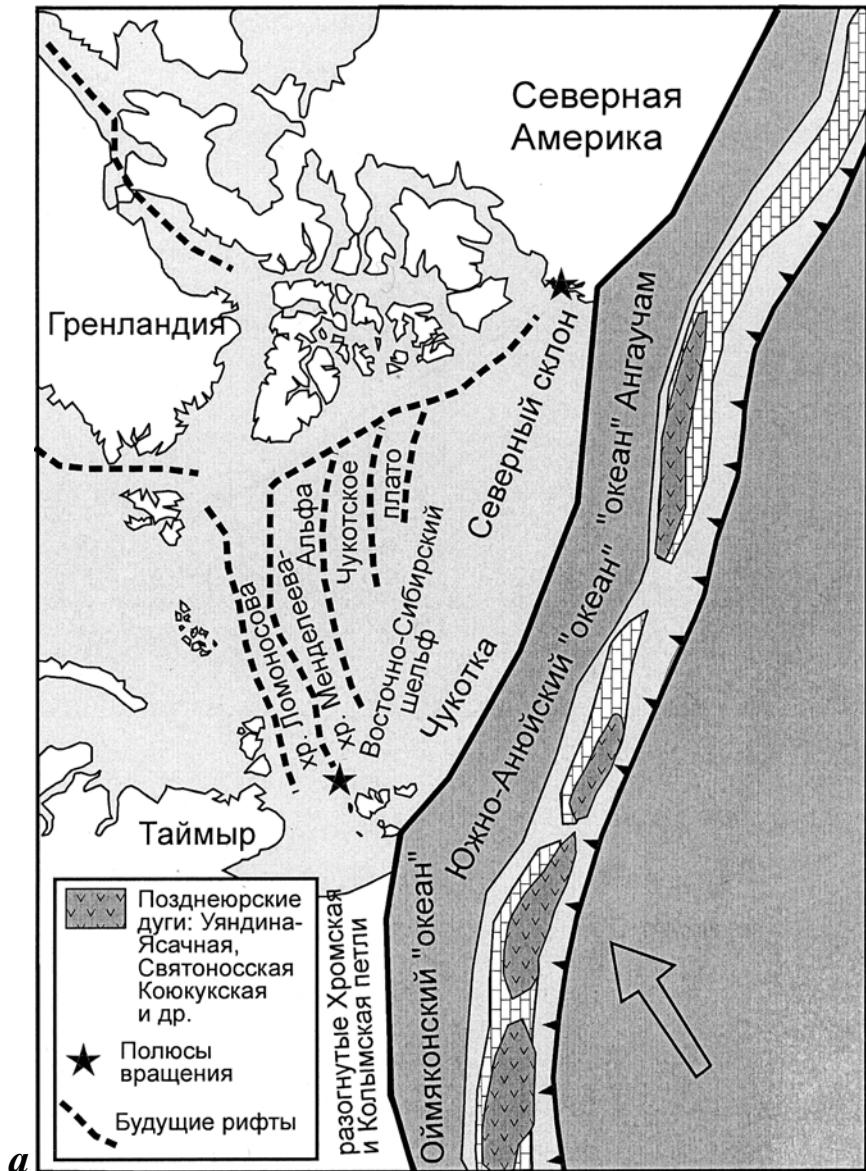
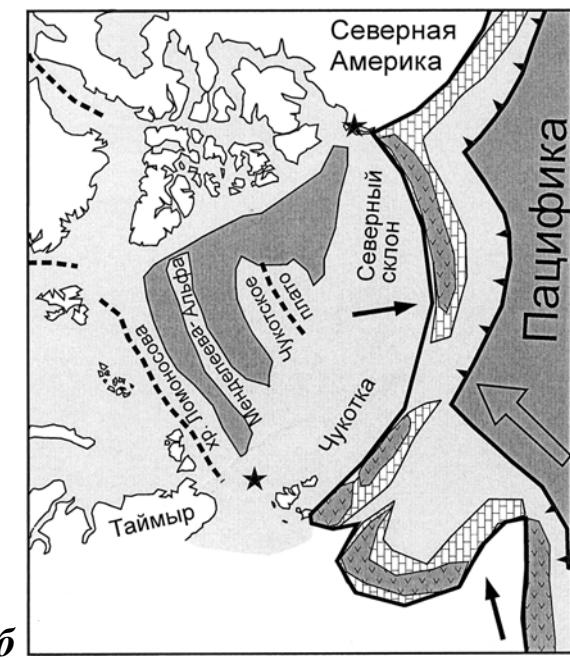


Рис. 2. Кинематика раскрытия Амеразийской котловины.
а – палеогеография позднеюрской Арктики в период, предшествующий раскрытию Амеразийской котловины; б – начало раскрытия Амеразийского океана в середине неокома



б

3. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Восточной России // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

4. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian islands: constraints for East Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 959–968.

5. 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, TC3013, doi:10.1029/2005TC001830.

6. Johnston S.T. The great Alaskan terrane wreck: reconciliation of paleomagnetic and geological data in the northern Cordillera // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 259–272.

Геолого-геофизический мониторинг северных территорий РФ, как часть общеарктического мониторинга

В связи с большими площадями труднодоступных северных территорий, слабой геолого-геофизической изученностью и невозможностью применения большинства наземных геолого-геофизических методов основой мониторинга должны быть данные дистанционного зондирования. Для проведения систематических наблюдений необходимо создание сети региональных центров приема спутниковой информации в режиме реального времени. По мнению авторов, для северных территорий из российских станций наиболее пригодны станции УниСкан (ИТЦ «Сканех») с приемными трактами EOS PM-1, MODIS, IRS-1C, IRS-1D, LISS-3+WiFS, PAN, RADARSAT-1, Метеор-3М, Монитор (формат 1R), Монитор – ОЭК № 1, Монитор панхром.

Основной чертой строения Арктического сегмента, определяющей его геодинамику и геоэкологию, является циркунполярная зональность и единство шельфовых и материковых областей [2]. Поэтому необходимо также развитие регулярных наблюдений по совокупности региональных профилей меридионального направления (линии максимального градиента) «суша–море» по единым программам для всех стран, использующих ресурсы Арктики и развитие единой системы обработки и интерпретации данных. В настоящий момент система экологического мониторинга не может быть реализована в полном объеме, т. к. нереально охватить регулярными наблюдениями все ключевые географические районы, многочисленные индикаторы и т.п. Задачу можно решать двумя взаимоувязанными путями [3]: 1) расширять до регулярного функционирования системы регионального и глобального мониторинга; 2) проводить систематические исследования явлений и факторов, требующих учета при экологическом мониторинге. Оба подхода необходимо реализовывать одновременно, тогда, несмотря на фрагментарность рядовых съемок, возможно существенное повышение качества экологических оценок и прогнозов.

Не менее актуальным является и создание арктической сети сейсмического мониторинга. Сейсмологические наблюдения являются неотъемлемой частью комплекса геолого-геофизических исследований. Очевидны и геоэкологические аспекты сейсмологических исследований. Установление факта существования или отсутствия повышенной сейс-

¹ Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

мичности влияет не только на представления о современной геодинамике региона, но и на оценку целесообразности его промышленного освоения. Существующая на настоящий момент сеть достаточна для проведения общего мониторинга за сейсмическим режимом Арктики в целом, но недостаточна для изучения узловых участков сейсмоактивных зон [2]. Учитывая наличие сейсмоактивного пояса вдоль побережья Арктики и возможные последствия отработки нефтегазовых шельфовых месторождений [2], при размещении станций необходимо базироваться не только на геодинамическом факторе, но и на перспективах промышленного освоения регионов. Дефицит сейсмологической информации о землетрясениях диктует необходимость развития сейсмотектонических методов на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных, в том числе с применением статистических методов, методов сравнительного тектонического анализа и др. [1]. Необходимы: адаптация методов, разработанных для условий горных регионов; создание новых методик для платформенных территорий; повышение уровня регистрации землетрясений с $M \geq 5,0$ до $M \leq 2,5$, т.к. при отработке месторождений возможно возникновение наведенной сейсмичности с интенсивностью до 2 баллов [2]; тщательный учет микросейсмических событий как постоянного источника акустического воздействия.

Пункты наблюдений должны быть оснащены цифровыми магнитовариационными и метеостанциями и геодинамическими GPS-станциями субмиллиметровой точности по горизонтальной и вертикальной составляющим. Для характера геомагнитных вариаций основное значение имеют: близость магнитного полюса; единый пояс сейсмичности; закономерная полосовидная картина магнитного поля по данным спутниковых измерений; высокая блоковая делимость земной коры; сходное напряженно-деформированное состояние земной коры (районы современного воздымания вдоль побережья Северного Ледовитого океана). Такие общие характеристики позволяют предположить сходство характера геомагнитных вариаций для районов высоких широт. Немаловажное значение имеет и начавшееся в конце XX столетия смещение магнитного полюса.

Существует немало работ, посвященных вековым вариациям геомагнитного поля, в которых выделяются суточные и полусуточные вариации, отчетливо коррелирующие с фазами прилива–отлива. Наименее изучены короткопериодные вариации геомагнитного поля (КПК). Причем обычно изучаются амплитудные характеристики КПК с целью исключения их из наблюденного магнитного поля. Частотные параметры при этом не принимаются во внимание. Авторами было проведено изучение частотных характеристик КПК геомагнитного поля, основанное на выделении гармонических составляющих с использованием процеду-

ры спектрального анализа и построением оценок спектральной плотности [7]. Полученные данные [7, 8] свидетельствуют о наличии многочисленных высокочастотных периодов в структуре магнитовариационных спектров, игнорирование которых приводит к недоучету их воздействия на окружающую среду, в том числе и на физиологические процессы, протекающие в организме человека. Для более полного использования данных по магнитным вариациям необходимо создание объектно-ориентированной базы данных в виде открытой справочно-информационной системы по магнитным возмущениям и их эффектам в окружающем пространстве, включая оценку влияния на биосферу на региональном уровне. Также необходимо измерение и полного вектора магнитного поля, т. к. эти данные наиболее востребованы в практике геофизических работ, и это дает возможность использовать многочисленные замеры магнитных вариаций, производимые в процессе геолого-геофизических исследований. Таким образом, в комплект стационаров должны входить высокоточные цифровые магнитовариационные станции.

Учитывая наличие пояса воздымающихся структур и сложное блоковое строение региона, необходимо изучение современных движений земной коры. Станции должны быть расположены на воздымающихся островах и активизированных структурах земной коры континентальной части территории и снабжены GPS-станциями субмиллиметрового уровня.

Известно, что динамическое давление солнечного ветра на границе магнитосферы передается геомагнитному полю Земли и далее сю воспринимается. Расчеты показали, что воздействие солнечного ветра и возникающее при этом взаимодействие между ядром и мантией Земли вполне способны вызвать наблюдающиеся вариации продолжительности суток [5]. Вариации угловой скорости вращения Земли приводят к попеременному сжатию оболочек Земли, что вызывает широтное перераспределение масс воздуха и изменение атмосферного давления, т.е. связь между геомагнитными вариациями и атмосферным давлением вполне реальна. В результате исследований динамики метеопараметров в районах тектонических узлов нами зафиксирован факт наличия устойчивых минимумов атмосферного давления, имеющих сложную пространственную структуру [8]. На границах таких участков возможен иной характер выпадения загрязняющих веществ. Вероятный механизм наблюдаемого явления – возникновения магнитотеллурических токов в земной коре (узел разломов – магнитный диполь) и глубинная дегазация. Строение зон в параметрах атмосферного давления напоминает мини-ураганы с областью восходящих потоков по периферии и нисходящих потоков в центре [4] («глаз урагана») и теоретически должно обеспечивать ускоренное выпадение атмосферных осадков. Так, по данным

лабораторных исследований, было зарегистрировано повышенное содержание Pb (7,91 мг/кг) во мхах и в сфагновых мхах (6,81 мг/кг) [6], наблюдается увеличение содержания Zn в зеленых мхах (61,17–77,53 мг/кг) в районах, пространственно совпадающих с выделенными статичными локальными атмосферными минимумами.

По результатам исследования атмосферного давления вдоль региональных профилей Архангельск–Вологда–Москва–Вологда–Архангельск; Архангельск–Череповец–Рыбинск–Москва–Рыбинск–Череповец–Архангельск; Архангельск–Сыктывкар; Архангельск–Оленегорск; Архангельск–Петрозаводск были выделены минимумы на территории Севера Русской плиты, пространственно совпадающие с узлами пересечения разломов [8]. Наиболее отчетливо выделяются статичные минимумы атмосферного давления между г. Вельск Архангельской области и г. Сокол Вологодской области (вдоль федеральной дороги М8 Архангельск–Москва) и ст. Плесецкая и ст. Конюша (вдоль ж/д Архангельск–Москва). Учитывая, что в районе Вельск–Сокол было зафиксировано землетрясение, можно говорить о современной активности структуры. Минимумы имеют аналогичное вышеописанным участкам строение. Неоднократные измерения, проведенные авторами, показывают, что выделенные минимумы являются статичными и не претерпевают сезонных изменений. Обращает на себя внимание и пространственное совпадение пояса пониженного давления с геодинамической границей Арктической окраинно-континентальной зоны, т.е. со сменой напряженно-деформированного состояния земной коры [2] и границей между Мезенской и Московской синеклизой (Сухонская седловина) [8]. Сопоставление данных с потенциальными полями региона показало пространственное совпадение минимумов атмосферного давления с границами смены характера гравимагнитных полей. Наиболее ярко это проявлено на профиле Архангельск – пос. Светлый (южная граница Зимнебережного кимберлитового района и борт Кандалакшского грабена), где на границе региональной магнитной аномалии дефицит атмосферного давления достигает 25 mb, т.е. можно говорить о наличии аномалий дефицита атмосферного давления в районах тектонических и геодинамических границ и необходимости включения исследований барического поля в комплекс мониторинга.

Таким образом, стационары должны быть укомплектованы, как минимум, сейсмическими, метео- и магнитовариационными станциями и субмиллиметровыми GPS-станциями. Примерный состав аппаратуры для стационаров арктического мониторинга следующий: профессиональная метеостанция WMR 918 H touch it (HUGER, GMBH, Germany); цифровая магнитовариационная станция ENVI MAG Total Field (Scintrex, Canada) или VSPOS-1 (Россия); Спутниковая навигационная система (базовая

станция) GPS C163/1ГЛ-02 (Trimble Navigation Limited Engineering and Construction, USA); цифровая сейсмическая станция с регистратором GSR-24 и сейсмометром CMG-40T (GeoSIC LtD, Switzerland).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-05-99816_p_север_a 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. *Ананыин И.В.* Сейсмическая опасность и экономический ущерб от землетрясений на Восточно-Европейской платформе // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы Междунар. конфер. Воронеж, 2001. С. 26–27.
2. *Кутинов Ю.Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 388 с.
3. *Матицов Д.Г., Матицов Г.Г.* Радиационная экологическая океанология. Апата ты: КНЦ РАН, 2001. 417 с.
4. Погода и климат. М.: изд-во ТЕРРА-Книжный клуб, 1998. 152 с.
5. *Слепцов-Шевлевич Б.А.* О ротационном механизме солнечно-земных связей // Докл. АН, 1988. Т. 361. № 1. С. 109–112.
6. *Тарханов С.Н., Прожерина Н.А., Коновалова В.Н.* Лесные экосистемы бассейна на Северной Двине в условиях атмосферного загрязнения: диагностика состояния. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 333 с.
7. *Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.* Пространственно-временная структура геомагнитных вариаций – неотъемлемая часть экологических исследований // Север: экология. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 388–405.
8. *Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г., Афанасова Т.Б.* Результаты исследования метеопараметров в узлах пересечения разломов // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Материалы Всерос. конф. Т. 2. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. С. 361–365.

Ледники и тектоническая делимость земной коры

Плейстоценовые ледники являлись не только геолого-геоморфологическими агентами, но и нарушили изостазию литосферы в областях оледенений. В XX веке исследователи плейстоцена северо-востока Русской равнины основное внимание уделяли проблемам стратиграфии и установлению границ ледниковых покровов. Последний вопрос решался, как правило, чисто стратиграфическими методами.

Международные проекты PECHORA (1992–1997 гг.), а затем QUEEN (начиная с 1998 г.) унаследовали архаичную организацию полевых работ предшественников: изучение ограниченного количества естественных обнажений. За основу для корреляции разрезов в проектах принято OSL-датирование, являющееся, по сути, попыткой определить *абсолютный* (не относительный!) возраст отложений *по переотложенному мономинеральному материалу*, источником которого являлись породы разного возраста и генезиса, со всеми проблемами, вытекающими из этого обстоятельства.

Геоморфологическое изучение исследуемых участков нередко вообще не проводилось, либо ограничивалось составлением схем и обзорных карт методом дешифрирования мелкомасштабных дистанционных материалов технологических спутников, что при отсутствии достаточного объема наземных исследований привело к серии серьезных интерпретационных ошибок, подчас имеющих принципиальное значение (сравните карты: [1, 2] и [3]).

Итогом всех проведенных работ явилось множество вариантов положения границ ледников, особенно поздненеоплейстоценовых, в то время как процессы образования ледниковых покровов, их движения, количество и последовательность этапов дегляциации, все это сводилось обычно к формуле «Ледник пришел – ледник ушел».

Излагаемые ниже факты, аргументы и рабочая гипотеза основаны на материалах, полученных при проведении объединением «Аэрогеология» многолетних исследований. Их методика принципиально отличалась от вышеописанных. Методический комплекс подробно изложен в нашей работе [1]. Основой его является геолого-геоморфологическое картирование всего севера и северо-востока Русской равнины (более 1 млн км²), дешифрирование разномасштабных аэро- и космических материалов на всю территорию, огромный объем аэровизуальных, авиадесантных и на-

¹ ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

земных наблюдений, внедрение ряда авторских методик, в том числе кинетостратиграфии и морфостратиграфии, а также разнообразный набор аналитических работ.

Мы смогли оставить в прошлом формулу: «Ледник пришел – ледник ушел» и вместо множества прихотливых и невыразительных линий, призванных обозначить границы поздненеоплейстоценовых ледниковых покровов, закартировали на территории северо-востока Русской равнины единый комплекс ледникового рельефа, образующий отчетливо эшелонированную систему. Она наглядно демонстрирует последовательность развития, стабилизации и деградации поздневалдайского оледенения [1].

В схематизированном виде эта система изображена на рис. 1, где достаточно отчетливо видны контуры исчезнувших ледниковых лопастей, языков, микроязыков, сёрджей (катастрофических подвижек льда), а также межлопастные массивы, платообразные возвышенности (наклонные плато) и другие формы, которые в деталях показаны на карте четвертичных образований м-ба 1:1000000 [1].

Анализ структуры этой гляциоморфологической системы позволяет предполагать существование ряда закономерностей в соотношении ледниковых форм и глубинных тектонических структур.

1. Ледниковые лопасти фронтального эшелона находятся в удовлетворительном плановом соответствии со структурами надпорядковыми и I порядка по поверхности нижней перми, в значительно более точном – со структурами венд-кембия, еще точнее – с крупными разломами фундамента.

2. Ледниковые лопасти рубежей деградации, межлопастные массивы, платообразные возвышенности достаточно полно отвечают структурам фундамента, почти не находя соответствия в тектонике платформенного чехла.

3. Группы некрупных форм рельефа, образование которых связано с деградацией ледника, утратившего подвижность вследствие снижения мощности, часто образуют своеобразные линеаменты, ориентированные ортогонально или диагонально относительно стран света. Большинство их соответствует разломам фундамента [4, 5].

Подводя итог, мы пришли к выводу, что структуры фундамента реагировали на ледниковую нагрузку в течение всего процесса ледникового морфогенеза, а строение платформенного чехла отражается лишь в очертаниях крупных ледниковых форм, образовавшихся в период наибольшего территориального распространения поздневалдайского ледникового покрова еще до начала его деградации.

Мы предлагаем как рабочую гипотезу следующее объяснение данного феномена.



Баренцевоморско-Новоземельско-Карский ледниковый покров. Лопасти: I – Кожвинская; II – Лыжская; III – Лайско-Ижемская; IV – Печорская (языки: 1 – низёвский, 2 – ёрсинский, 3 – созвинский, 4 – шапкинский), V – Колвинская (языки: 1 – лысутейский, 2 – хоседа-чегемский, 3 – харьхинский, 4 – сандивейский), VI – Малоземельская; VII – Большеземельская; VIII – Кулойско-Мезенская (языки: 1 – косминский, 2 – рочугский, 3 – цемский, 4 – кымский, 5 – цебьюгский, 6 – музенский, 7 – соткинский, 8 – полтинский, 9 – чернореченский), IX – Чёшская. Платообразные возвышенности: а – Вантурейская, б – Янейская. Скандинавский ледниковый покров. Северо-Двинский сектор. Лопасти: X – Верхнемезенская; XI – Вацкая; XII – Пинежская; XIII – Северодвинская; XIV – Важская. Сёрджи: 2 – Кулойский, 2 – Вижаский, 3 – Пёшикский, 4 – Верхнецилемский, 5 – Вастьянский Конь-2, 6 – Мархида, 7 – Терпей

Известно, что образование ледникового покрова – процесс весьма медленный, экспансия льдов до максимальных пределов длилась значительное время. Следовательно, литосферные блоки погружались относительно медленно и равномерно. Дифференциация затрагивала в основном надпорядковые глубинные структуры. В результате в поверхности ледникового ложа в максимум развития оледенения на фоне общего сводового опускания образовались обширные локальные пологие прогибы ложа, соответствовавшие отрицательным надпорядковым структурам, реже структурам I порядка, которые и нашли отражение в структуре фронтальной зоны ледникового покрова.

Деградация ледника, период терминации – процессы намного более краткие. При ареальной дегляциации, при быстром снижении мощности ледника, при интенсивном восстановлении изостазии вертикальные движения вследствие различной плотности блоков земной коры имели дифференцированный характер. Именно дифференцированное «всплытие» блоков приводило к подвижкам в зонах разломов и по трещинам планетарной сетки, что и отразилось в образовании некрупных, но многочисленных ледниковых форм заключительного этапа деградации ледника.

И последнее. Предлагаемая гипотеза подтверждается самим существованием комплекса ледникового рельефа – четко структурированной системой, образованной **единым** ледниковым покровом, а не множеством разновозрастных ледников.

Литература

1. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., 2005. 222 с.
2. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Лист Q-38,39 (Мезень) Карта четвертичных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
3. Nikolskaya O., Astakhov V., Mangerud J. et al. Geomorphological Map of the Pechora Basin and Adjacent Areas. Institute of Remote Sensing Methods for Geology (НИКГМ). St. Peterburg, 2002.
4. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Гляциоизостазия севера Русской платформы. // Квартер-2005: Материалы IV Всерос. совещ. Сыктывкар, 2005. С. 208–211.
5. Самойлюк Л.А., Лавров А.С. Новые данные о тектоническом районировании Хорейверской впадины // Общая и региональная геология; геологическое картирование. Экспресс-информация. Вып. 8. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1980. С. 1–9.

Геологическое строение осадочного чехла шельфа Северного Ледовитого океана (Арктический супербассейн)

Северный Ледовитый океан (СЛО) уже давно рассматривался как огромный нефтегазоносный супербассейн [1]. В настоящее время его основные перспективы на углеводородное сырье связываются с шельфовыми окраинами океана, на которых выявлены многочисленные месторождения нефти и газа (Баренцево, Карское и Печорское моря в России, море Бофорта – дельта р.Маккензи в Канаде, Северная Аляска в США, юго-западная часть Баренцева моря в Норвегии) [2]. Осадочные бассейны Арктического шельфа располагаются в виде циркумполярного кольца, занимая промежуточную позицию между материками Северного полушария и глубоководной частью Северного Ледовитого океана. Осадочные бассейны глубоководной части СЛО и перспективы их нефтегазоносности были рассмотрены отдельно [3, 4].

В соответствии с тектоническим районированием осадочного чехла СЛО, в его пределах выделяется ряд плит, а также несколько бассейнов, не входящих в их состав. Структурно-морфологические позиции плит различаются и отдельных бассейнов. Они могут располагаться на прибрежной сухе, на шельфе и часто имеют продолжение в глубоководье.

Баренцевская–Карская континентальная плита охватывает шельфы Баренцева и северной части Карского морей. Она отделена от глубоководной океанической Евразийской провинции Северного Ледовитого океана системой окраинно-континентальных поднятий (архипелаги Свальбард, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля). Характерной чертой этой структуры является изометрическое строение как всей плиты, так и отдельных поднятий и впадин в ее пределах, большая мощность чехла (до 23 км), закономерно возрастающая к центру всей структуры, и повсеместное распространение в верхней части разреза терригенных осадков позднего палеозоя и мезозоя. Третичные отложения здесь практически отсутствуют. Две крупные структуры Баренцевской плиты – Печорская и Северо-Карская синеклизы – имеют несколько иное геологическое строение. В их чехле сокращена мощность мезозойской части разреза за счет палеозойских пород. Фундамент плиты гетерогенный и с трудом поддается расшифровке. Вероятнее всего, он представлен

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

массивами древних кристаллических пород, спаянных байкальскими и, возможно, каледонскими складчатыми системами.

Западно-Сибирская материково-шельфовая плита включает одноименный бассейн и его шельфовое продолжение в виде Южно-Карской синеклизы (южная часть Карского моря). На севере, в центральной части шельфа, эти структуры граничат с Северо-Карской синеклизой Баренцевской плиты. Акваториальная часть Западно-Сибирской плиты имеет изометрическую форму, чехол ее верхней части сложен мезозойскими отложениями, а мощность всего чехла, по сейсмическим данным, возрастает от периферии к центру, достигая 10–12 км. В составе плиты выделяются складчатый фундамент, промежуточный этаж и собственно бассейновый комплекс. Складчатый фундамент гетерогенный, сложенный блоками карельской стабилизации, обрамленными зонами байкальского, герцинского и раннекиммерийского тектогенеза. Промежуточный этаж включает отложения от рифея до триаса, причем верхние его горизонты сложены пермско-раннетриасовыми осадочно-вулканогенными образованиями, приуроченными, по-видимому, к рифтогенным желобам. Плитный чехол, или собственно бассейновый комплекс, представлен триасово-юрско-раннемеловыми в нижней части чехла и меловыми–палеогеновыми морскими терригенными отложениями в верхней.

Лаптевская окраинно-материковая плита включает перикратонные прогибы севера Сибирской платформы, примыкающие к шельфу моря Лаптевых (Лено-Анабарский прогиб и Хатангская впадина), Лаптевскую синеклизу на шельфе и разделяющий эти структуры Южно-Лаптевский свод. Осадочный бассейн этой плиты имеет продолжение на континентальном склоне, достигая центриклинального замыкания Евразийского глубоководного бассейна. Определяющей чертой акваториальной части Лаптевской плиты являются рифтогенные структуры, пересекающие шельф в северо-западном – субмеридиональном направлении, имеющие секущие границы и ориентированные нормально к континентальному склону. Ряд поднятий и впадин образуют Лаптевскую синеклизу, сложенную отложениями большого стратиграфического диапазона. Выделяется позднепротерозойский–нижнемеловой параплатформенный структурно-стратиграфический комплекс, позднемеловой–палеогеновый плитный комплекс и неоген–четвертичный покровный комплекс. Мощность чехла в крупных грабенах, впадинах и прогибах превышает 12 км и сокращается в пределах поднятий до 6 км.

Восточно-Арктическая окраинно-материковая плита включает Приморскую низменность, восточную часть моря Лаптевых, шельфы Восточно-Сибирский, морей Чукотского и Бофорта, а также периокеанические прогибы Нуувук и Кактовик. Материковым склоном плита отделена

от глубоководной части трансарктического батиального мегаплато Северного Ледовитого океана. В составе западной части плиты различают южный мегабассейн на позднекиммерийском складчатом основании и северный мегабассейн в пределах Восточно-Сибирского континентального блока Гипербoreйской платформы. Осадочный чехол в южном мегабассейне сложен меловыми-кайнозойскими отложениями, мощность которых не превышает 4 км. В северном мегабассейне в крупных внутриплитных прогибах (Новосибирском, Вилькицкого, Северо-Чукотском) мощность чехла составляет 10–12, иногда 18 км. В восточной части плиты, в прогибах Нуувук и Кактовик мощность осадочного чехла достигает 10 км, во впадине Колвилл и в районе дельты р. Маккензи – 12–14 км.

Канадско-Гренландская окраинно-материковая плита включает материково-шельфовый бассейн Свердруп и бассейны островов Королевы Елизаветы и морей Уэдделла – Линкольна. Плита располагается на континентальной окраине Северной Америки на древнем кристаллическом основании. На северо-востоке Гренландии структуры плиты налегают на раннегерцинский (франклинский) фундамент, обнаженный на севере о-ва Элсмир и Северной Гренландии. Вдоль границы с шельфом установлен прогиб, где мощность чехла возрастает до 8–10 км.

Континентальная Гренландская плита распространяется на Восточно-Гренландский шельф, а также на северное побережье Гренландии. Восточно-Гренландский шельф имеет каролинидско-каледонское складчатое основание. В его северной части располагается Восточно-Гренландский бассейн, который выполнен осадочным чехлом мощностью до 10 км.

Норвежская окраинно-континентальная плита соответствует одноименной континентальной окраине, вытянутой вдоль обрамляющих ее каледонид. Плита достигает наибольшей ширины в северной части, где смыкается с аваншельфом Воринг. Приуроченный к этой части континентальной окраины Средненорвежский бассейн, компенсирован эпикаледонским чехлом, вскрытым местами скважинами до триаса и перми и имеющим общую мощность до 9 км.

Кроме плитных структур, в Северном Ледовитом океане выделяются структуры и осадочные бассейны за пределами рассмотренных шельфовых плит.

Поморский периокеанический прогиб располагается вдоль одноименного континентального склона на западной границе Баренцевоморского шельфа. Он включает краевую зону шельфа и прислоненный к континентальному склону частично компенсированный желоб, в котором мощность осадочного чехла может достигать 8 км.

Баффинов внутриконтинентальный бассейн располагается между островом Баффинова Земля и Западной Гренландией. Это относительно глубоководный бассейн (глубина воды в центре акватории более 2 км), обрамленный узкими континентальными окраинами. Складчатое обрамление и фундамент бассейна имеют архейско-протерозойский возраст. Фанерозойский чехол, в строении которого на юго-восточном шельфе участвует 8-километровая толща эоценовых платобазальтов, имеет максимальную мощность в центре бассейна и вблизи его северного замыкания 8 и 14 км, соответственно. На континентальных окраинах Баффинова бассейна мощность чехла сильно варьирует. Максимальная толщина чехла установлена в рифтах Борден и Мелвилл, до 4 и 10 км, соответственно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 07-05-00048.

Литература

1. Грамберг И.С., Кулаков Ю.Н., Погребицкий Ю.Е., Сороков Д.С. Арктический нефтегазоносный супербассейн // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: Севморгеология, 1984. С. 5–24.
2. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 31–38.
3. Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Осадочные бассейны глубоководной части Северного Ледовитого океана и перспективы их нефтегазоносности // Докл. РАН, 2005. Т. 401. № 3. С. 362–365.
4. Хайн В.Е., Полякова И.Д. Шельфово-склоновые бассейны и их возможная нефтегазоносность в Восточной Арктике // Материалы Международной научно-технической конференции «Нефть, газ Арктики». М.: Интерконтакт Наука, 2007. С. 50–57.

А.А. Лайба¹

Районы возможных российских приоритетов в Антарктике

Антарктический континент – первый из крупных участков суши, существование которого уверенно предсказывалось еще с античных време-

¹ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ПМГРЭ), Ломоносов, Россия

мен, но открытый, так уж случилось, – последним на нашей планете. Его долго и упорно искали, открывая попутно Австралию, Новую Зеландию и другие земли. Наконец, русские капитан Беллинсгаузен и лейтенант Лазарев на шлюпах «Мирный» и «Восток» воочию увидели ледяные берега шестого континента. Это случилось 16 (28) января 1820 г. в точке $69^{\circ}23' \text{ ю.ш.}$ и $02^{\circ}35' \text{ з.д.}$ Затем в течение 3-х недель они следовали вдоль новооткрытых берегов на восток, дойдя до $16^{\circ}15' \text{ в.д.}$ В следующем году им посчастливилось открыть в западном секторе Южного Ледовитого океана остров Петра I и Берег Александра I – обширный участок гористой суши в Западной Антарктиде [1]. Впрочем, наши первопроходцы тогда не знали, что многовековая загадка ими раскрыта, и они – первые земляне, увидевшие собственными глазами Terra Incognita Australis. Тем не менее, факт остается фактом: русская экспедиция открыла Антарктиду, так же, как Колумб Америку, хотя последний так и почил в убеждении, что всего лишь проложил новый (западный) путь в Индию.

Далее на протяжении XIX в. многочисленные промысловые и научные экспедиции очертили в общих чертах контуры шестого материка: плавания Биско (1830–1832), Кэмпа (1833–1834), Дюмон-Д'Юрвиля (1837–1840), Уилкса (1838–1842), Росса (1839–1843), Мюррея (1874), Ларсена (1893), Борхгревинка (1895–1898) и др. [3]. До начала XX в. новооткрытые земли оставались практически в статусе *Terries nullius* (Ничейные земли) в силу труднодоступности и малой пригодности для хозяйственного освоения. Однако успешно развивающийся морской промысел в прилегающих водах Южного океана вкупе с идеей контроля морских путей побудили ряд стран к территориальным захватам в Антарктике.

В 1908 г. Великобритания первой объявила о суверенных правах на обширные участки суши и прилегающих вод в Западной Антарктике. Позднее часть своих притязаний она передоверила Новой Зеландии (1923) и Австралии (1933, 1954). Британскому прецеденту последовали Франция (1924, 1938, 1955), Норвегия (1939), Аргентина (1946) и Чили (1955). ТERRITORIALНЫЕ притязания имелись у Японии и Германии, аннулированные после Второй мировой войны, а также у Южно-Африканского Союза, Бразилии, Уругвая и Перу. В США также не раз поднимались дебаты о своем территориальном секторе, однако к середине 1940-х гг. там сочли более выгодным установить реальный контроль над всей Антарктикой, не признавая ничьих притязаний [2, 3].

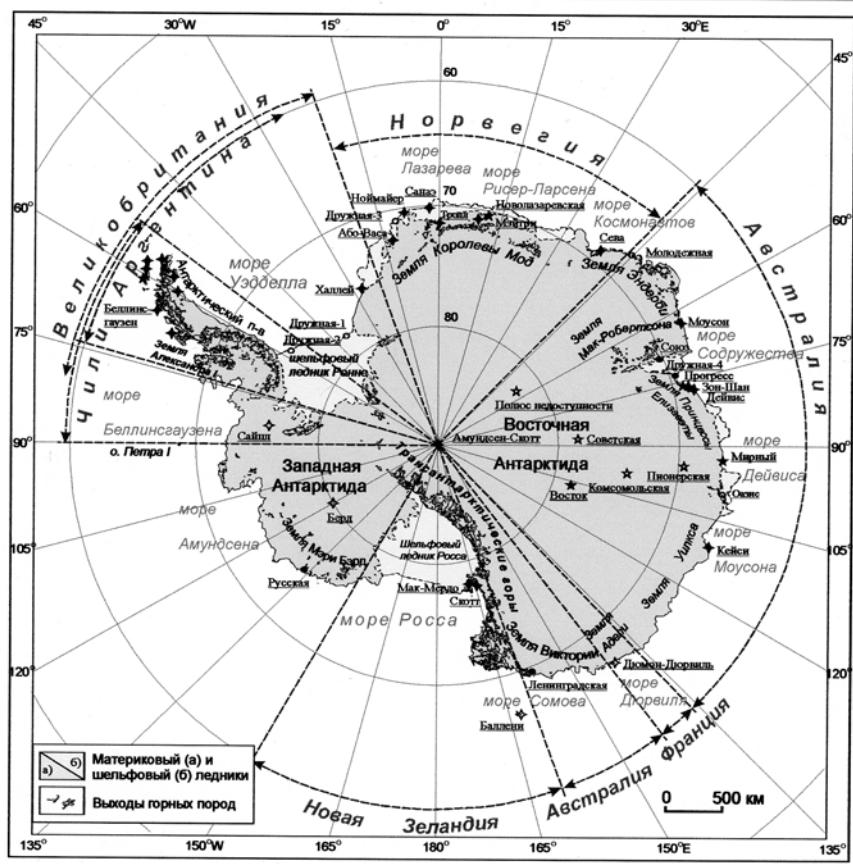
Советский Союз и его законная правопреемница Российской Федерация никогда не были безразличными к территориальным претензиям других стран в Антарктике. Еще в январе 1939 г. НКИД направил правительству Норвегии ноту о незаконности односторонних действий этого государства в Антарктике. В последующие годы Советское правительство

ство неоднократно выступало с официальными заявлениями о своих интересах в этом регионе планеты: в феврале 1949, июне 1950, августе 1955, мае 1958. В ноте 1958 г. недвусмысленно сказано: «Советский Союз сохраняет за собой все права, основанные на открытиях и исследованиях русских мореплавателей и ученых, включая право на предъявление соответствующих территориальных претензий в Антарктике» («Правда», 4 июня 1958).

В 1955–1959 гг. СССР принял самое активное участие в исследовании Антарктики по программе Международного геофизического года (МГГ), основав на шестом континенте долговременные научные станции Мирный, Восток и Лазарев. По завершении МГГ представители 12 стран – Австралии, Аргентины, Бельгии, Великобритании, Новой Зеландии, Норвегии, СССР, США, Чили, Франции, ЮАР и Японии разработали и подписали 1 декабря 1959 г. Договор об Антарктике (далее Договор) (рисунок). Этот беспрецедентный по своей сути Договор, вступивший в силу 23 июня 1961 г., замораживал на 30 лет территориальные претензии семи стран, запрещал всякую военную деятельность и провозглашал свободу для самых широких научных исследований в Антарктике. В 1989 г. Договор был подтвержден и приобрел бессрочный характер, а 2 года спустя был принят так называемый Мадридский протокол, установивший 50-летний мораторий на разведку и добычу минеральных ресурсов в Антарктике.

Между тем в 1982 г. была принята Конвенция ООН по морскому праву, определившая, в том числе, 200-мильную морскую экономическую зону для приморских государств с возможностью ее расширения до 350 миль и более по ряду геологических и геоморфологических факторов. Сейчас в соответствии с новыми правилами Россия и другие арктические государства ведут активную деятельность по разграничению морских арктических пространств. Вполне вероятно, что предстоящий раздел Арктики на экономические зоны может послужить спусковым крючком и юридическим прецедентом для раздела в будущем и Антарктики. Так, со ссылкой на Конвенцию, Австралия уже попыталась в 2004 г. узаконить права на морскую окраину «своего» антарктического сектора. Под давлением ряда стран-участниц Договора, в первую очередь России и США, свою заявку по антарктической части Австралия отозвала. Однако о притязаниях на Антарктический шельф в «своих» секторах готовятся заявить Великобритания и Норвегия. Из этого следует, что в перспективе могут возникнуть и официальные требования о пересмотре Договора с целью раздела Антарктики по примеру Арктики.

Сохранение Договора – безусловно, отвечает национальным интересам России. Если же договор будет пересмотрен (а такого исключать



Современная инфраструктура в Антарктиде и секторы территориальных претензий, замороженные по Договору об Антарктике, 1959

нельзя), Российской Федерации придется, очевидно, отстаивать свои права на антарктические земли и воды. Такая возможность в Договоре предусмотрена. Согласно Статьи IV, пункта 1: «*Ничто содержащееся в настоящем Договоре не должно толковаться как: а) отказ любой из Договаривающихся Сторон от ранее заявленных прав или претензий на территориальный суверенитет в Антарктике; б) отказ любой из Дого-*

варивающихся Сторон от любой основы для претензии на территориальный суверенитет в Антарктике или сокращение этой основы...» [2]. Из этого следует, что кроме стран с заявленными территориальными претензиями, имеются страны, обладающие основой для претензий на территориальный суверенитет. Таковыми безусловно являются Россия и США. Наша страна в принципе может претендовать на всю Антарктику в силу того, что именно Русская государственная экспедиция Беллинсгаузена–Лазарева открыла Антарктиду. Но совершенно очевидно, что такая позиция встретит категорическое неприятие наших партнеров по договору. Надо будет искать компромиссы и, более того, – упорно отстаивать как минимум те конкретные сектора и земли, непосредственно открытые нашими русскими моряками в 1820–1821 гг. Это сектор антарктической суши между 2° з.д. и 16° в.д., а также остров Петра I и Земля Александра I. На первый сектор сейчас претендует Норвегия, на два других – Аргентина, Великобритания и Чили.

СССР за полвека исследований основал по периметру Антарктиды 8 зимовочных станций и несколько сезонных баз. Ныне полноценно действуют 5 станций, из которых только Новолазаревская базируется в пределах нашего возможного территориального сектора (на 11°50' в.д.). Наше многолетнее логистическое и научное присутствие осуществляется главным образом в Восточной Антарктиде, и существует неверное мнение, что наш конкретный и географически привязанный вклад в познание шестого материка благоприятным образом скажется на возможном будущем разделе Южно-полярной области. То есть, если мы детально изучим некую перспективную область суши и моря, то она нам, скорее всего, и достанется. Это не так. В пункте 2 той же Статьи IV Антарктического договора сказано: *«Никакие действия или деятельность, имеющие место пока настоящий Договор находится в силе, не образуют основы для заявления, поддержания или отрицания какой-либо претензии на территориальный суверенитет в Антарктике и не создают никаких прав суверенитета в Антарктике...»* [2].

Страны с уже объявленными территориальными притязаниями держат свои постоянные станции и сезонные базы исключительно на заявленных секторах, где и осуществляют свою научную и прочую деятельность. Даже США базируются поблизости от «ничейного» сектора, на который они исторически могут претендовать. Этот сектор, по мнению автора, собственно и был оставлен странами-претендентами для США как молчаливое, но недвусмысленное приглашение войти в пул стран с территориальными притязаниями. США войти отказались, однако этот «ничейный» сектор (Земля Мэри Бэрд и прилегающие районы) на сегодня более всего исследован именно силами США.

Исходя из возможного в будущем раздела Антарктики (пусть для нас и нежелательного), следует учесть различные сценарии развития событий. По глубокому убеждению автора, нашей стране следует в обозримое время усилить свое присутствие в тех секторах и районах, которые были непосредственно открыты Русской экспедицией 1819–1821 гг. Следует основать две новые станции или хотя бы сезонные базы в районе нулевого меридиана в Восточной Антарктиде и на Земле Александра I в Западной Антарктиде. К слову говоря, на этой Земле, носящей имя нашего не худшего по заслугам царя, за все 50 с лишним лет отечественных исследований не было проведено ни одной официальной советской или российской экспедиции. То же касается и моря Беллинсгаузена, омывающего Землю Александра I. Тяжелые ледовые условия в этом районе не могут служить решающим фактором в числе аргументов, которыми следует руководствоваться при освоении этого региона. К тому же процессы глобального потепления наиболее интенсивно проявлены как раз в Западной Антарктиде, и вполне возможно, что в обозримом будущем район Земли Александра I станет вполне доступным и благоприятным для самых широких исследований.

Литература

1. Беллинсгаузен Ф.Ф. Двукратные изыскания в Южном Ледовитом океане и плавание вокруг света в 1819, 1820 и 1821 годах. М.: Географгиз, 1949. 360 с.
2. Лукин В.В., Клоков В.Д., Помелов В.Н. Система Договора об Антарктике. Правовые акты, комментарии. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 400 с.
3. Трешиков А.Ф. История открытия и исследования Антарктиды. М.: Географгиз, 1963. 431 с.

Е.М. Лаптева¹, Н.И. Лаптева¹, Г.А. Пельмский¹

Геоэкологические аспекты освоения минерально-сырьевых ресурсов Российской Арктики

Для России как одного из ведущих приарктических государств Арктика всегда была и остается районом исключительных национальных интересов в области экономики и обороны страны. Арктические моря России почти целиком лежат в пределах шельфа и имеют с Северным

¹ Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

Ледовитым океаном условные границы. Западная часть Арктики (Баренцево море с прилегающей сушей, в меньшей степени Белое и Карское моря) испытывает сильные воздействия Атлантики, особенно теплых течений и воздушных потоков. Восточные моря Российской Арктики большую часть года заняты льдами и лишь в летние месяцы прибрежные зоны освобождаются от них.

Особенно актуальным в последние годы стал вопрос о границе шельфа в связи с освоением углеводородных ресурсов региона. Практические результаты морских работ на нефть и газ в России являются вполне успешными. Доказано, что континентальный шельф России – основной резерв нефтегазодобывающей промышленности страны на ближайшую и отдаленную перспективу. Он заключает в своих недрах 100–120 млрд т углеводородов, из которых 80 % приходится на долю Арктического шельфа [1].

Географическое местоположение; соотношение суши и морских акваторий, представляющих сложные сочетания арктических и субарктических геосистем как по широтной зональности, так и по природным поясам; близость к Ледовитому океану и морям Тихого океана обостряют развитие процессов, способствуют неустойчивости к антропогенным воздействиям тундровых и северотаежных ландшафтов, что затрудняет освоение территории. Экосистемы Арктической зоны характеризуются чрезвычайной пестротой природных условий и слабой устойчивостью к антропогенным воздействиям.

Антропогенное воздействие активизирует проявление опасных склоновых процессов, изменяя направленность и напряженность их развития. В горнопромышленных районах севера разрушительные процессы происходят в значительно больших объемах, отмечаются специфические опасные техногенные, связанные с накоплением на склонах огромных масс отвального крупнообломочного материала, сцепментированного льдом и прослоенными линзами фирнизованных сугробов. Это, прежде всего, обрушения обвалов в верхних частях склонов.

Особенностью разломно-блоковой тектоники арктической зоны является сочетание поднятых линейных блоков земной коры, образованных складчатыми и тектономагматическими поясами, а также крупных блоков Балтийского, Анабарского и других щитов с участками, сложенными осадочными породами большой мощности. С поднятыми участками связаны рудные пояса, с опущенными – нефтегазоносные бассейны. На сочленении орогенов с шельфовыми прогибами располагаются переходные зоны шириной 50–80 км, охватывающие прибрежные мелководные акватории и приморские низменности.

Главные особенности минерагения Арктики выражаются в циркумполярном расположении в структуре нашей планеты, в локализации

рудного вещества в немногочисленных, но крупных и уникальных объективах. Взаимные пересечения субширотных структур суши и шельфа, продолжающихся далеко на север в океан, создают с субмеридиональными и диагональными структурами своеобразную тектоническую решетку, определяющую положение рудных узлов и нефтяных бассейнов [2].

Арктическая область России характеризуется наличием разнообразных месторождений полезных ископаемых: черных, цветных и благородных металлов, энергетического сырья (нефть, уголь, газ, уран). Минерагеническая мегапровинция северной окраины этой области имеет круговой облик, определяемый расположением значительной части побережья вдоль 70-й параллели.

В пределах шельфа, приморской суши и арктических островов выявлены значительные по масштабу россыпи золота (реже олова), среди которых выделяются две генетические группы – континентальные и прибрежно-морские. Минерагеническое единство шельфа, островов и прилегающей суши особенно характерно для прибрежных и прибрежноморских россыпей, а также для нефтегазоносных бассейнов (суша, шельф) [4]. Таковы Тимано-Печорский, Западно-Сибирский, Чукотский районы, освоение которых сопровождается одновременным техногенным преобразованием шельфа, берегов и прибрежной суши.

Крупные запасы минерального сырья обусловливают формирование горнопромышленных или нефтепромысловых районов, в которых деградация приводит к различным видам воздействия на природную среду Арктики. К основным экологическим проблемам нефтегазового комплекса относятся:

- рост общей площади нарушенных территорий при низких темпах восстановления;
- большая загрязненность природных объектов в районах действия нефтегазового комплекса;
- высокая степень техногенных нагрузок на окружающую среду от трубопроводного транспорта.

Катастрофические последствия для природной среды арктических регионов России связаны с многолетней работой Норильского горно-металлургического комбината. Ареал измененной природы вокруг Норильска по остроте экологической ситуации сопоставим с Уралом и Кузбассом. Увеличение добычи полезных ископаемых сопровождается ростом загрязнения вод в реках, нарушением почвенно-растительного покрова и ростом вредных выбросов в атмосферу.

Радиоэкологическая обстановка в Российской Арктике определяется двумя факторами: наличием эманирующими геологической среды (месторождения урановых руд) и последствиями атомных испытаний и захоро-

нения радиоактивных атомных отходов (РАО) на архипелаге Новая Земля. Урановые месторождения, рудопроявления и радиоактивные источники образуют протяженную полосу в самой восточной части Чукотского полуострова [3]. Урановое орудение двух типов: уранослюдковый в высокорадиоактивных редкометалльных гранитах и флюорит-мolibден-настурштаниновое в вулканотектонических структурах. По запасам это мелкие месторождения. Наиболее существенным является месторождение Киф и рудопроявление Провиденское в Чаплинско-Румелетском районе.

Обращает на себя внимание факт развития в условиях вечной мерзлоты зоны окисления на глубину до 4 м. Уран при этом выщелачивается и выносится за пределы рудных тел, определяя радиационный фон местности.

Таковы в общих чертах последствия антропогенного воздействия на природную среду, как в старых промышленных горных районах, так и на территориях нового освоения.

Литература

1. Глумов Н.Ф., Грамберг И.С., Маловицкий Я.П. Нефтегазовый потенциал континентального шельфа России – перспективы развития и использования // Отечественная геология. 2002. № 2. С. 17–22.
2. Иванов В.Л., Андреев С.И., Грикулов Г.Э. и др. Ключевые проблемы полярной и морской геологии на пороге XXI века // Отечественная геология. 2003. № 2. С. 36–43.
3. Константинов А.К. Урановый потенциал Чукотки. М., 2005. 123 с.
4. Фридман Б.С. Результаты гидрографических исследований и картографирования рельефа дна Арктического бассейна для определения внешней границы континентального шельфа России в Арктике. СПб., 2007. 201 с.

Б.Б. Левочкин¹, М.К. Данукалова¹, А.Б. Кузьмичев¹

Кластические дайки, эруптивные брекчии и пепериты: нетипичные проявления пермо-триасового траппового магматизма на о-ве Бельковском (Новосибирские острова)

Новосибирские острова располагаются на северо-восточной периферии Сибирской трапповой провинции [1]. Наиболее разнообразные и массовые проявления траппового магматизма приурочены к западной части о. Бельковский, где связаны с протяженной субвулканической зоной.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ной меридионального простирания [2]. Кроме явных интрузивных тел, слагающих дайки, штоки, силлы и массивы сложной формы, в этой зоне распространены также разнообразные дезинтегрированные магматические породы, нетипичные для Сибирских траппов. Обоснование генезиса этих пород важно для понимания специфики траппового магматизма на периферии провинции. Обоснование присутствия среди этих разновидностей вулканических фаций важно для понимания геологического строения острова. Так как возраст проявлений магматизма соответствует рубежу перми и триаса [1], то возможное наличие вулканитов позволяло предполагать присутствие на о. Бельковском осадочных толщ пермского и триасового возраста, которые ранее здесь не выделялись.

В докладе обобщены результаты наблюдений, проведенных в 2008 г. в западной части о. Бельковский. В результате этих работ нами достигнут существенный прогресс в понимании генетической природы дезинтегрированного магматического материала. Кроме того, в 2008 г. удалось обосновать интрузивную природу и принадлежность к тому же самому трапповому комплексу лавоподобных пород, обнаруженных ранее В.Ф. Непомилуевым в южной части острова. Они были идентифицированы Непомилуевым как андезито-дациты и лавовые брекчи дакитового состава, залегающие в разрезе предположительно среднекаменноугольных отложений [3].

Дезинтегрированные магматические породы расклассифициированы нами на следующие группы.

Туфоподобные пепериты (гигакластиты) закартированы нами в шести выходах. Они сложены комочками слабораскаристализованной лавы, иногда пузырчатой, размером от долей сантиметра до нескольких сантиметров, погруженными в темный матрикс. Подобные породы получили общее название пепериты [4]. Матрикс напоминает бесструктурный аргиллит, но отличается по своим свойствам от ксенолитов аргиллита, которые также присутствуют в породе. Преобладают лавовые комочки размером 0,5–1,5 см, имеющие неправильные «крываные» контуры с ясно проявленной флюидальностью. Встречаются также ксенолиты вмещающих сланцев и песчаников, иногда довольно многочисленные, и редкие обломки раскаристализованных диабазов. Все обломки карбонатизированы. Эти породы напоминают лаппиевые туфы, но, судя по элювию, они слагают изометричные или линзовидные тела размером 20–50 м. Контакты не обнажены, но в некоторых глыбах видны переходы к ороговикованным алевролитам, которые, возможно, представляют собой экзоконтактовую зону. Смешанный состав обломков, сравнительно однородное сложение пород, изометричность большинства выходов могут

рассматриваться как указания на то, что эти брекчии выполняют подводящие каналы к вулканитам и являются жерловой интрузивной фацией.

Собственно пепериты. В береговых обрывах, расположенных севернее мыса Конус, и в некоторых других обнажениях мы встречали примеры того, как дайки по простиранию переходили в пепериты, распадаясь на бесформенные обломки слабораскристаллизованного стекла с рваными контурами, погруженные в неслоистый гомогенный аргиллитистый матрикс. Подобные разности образуются при взаимодействии горячей базальтовой магмы и полужидкого вмещающего субстрата. Размер обломков и их процентное содержание менялись в широких пределах. В отличие от гиалокластитовых жерловых брекчий, образующих компактные тела, данный тип пеперитов не имеет явного контура и постепенно сменяется вмещающей осадочной породой. Такие разности напоминают изверженную породу, но явная связь с питающей дайкой указывает на их интрузивное происхождение.

Эксплозивные брекчии смешанного состава. Состоят из обломков диабаза и палеозойских осадочных пород. В отличие от предыдущей разновидности, стекловатые флюидальные обломки базальта отсутствуют. Магматические породы представлены угловатыми обломками карбонатизированного диабаза, иногда с ясной закалочной зональностью. Цемент аналогичен предыдущей разновидности. Подобные породы слагают краевые зоны некоторых интрузий и иногда – самостоятельные тела. В обоих случаях они являются результатом эксплозивного внедрения магмы, заполнившей субвулканические подводящие каналы. Наблюдались также диабазовые брекчии, скементированные микрозернистым диабазом, которые, вероятно, являются результатом эксплозивного брекчирования лавовой пробки и залечивания трещин свежими порциями лавы.

Карбонатные конглобрекчии. Содержат включения скарнированных карбонатных пород, погруженных в неяснозернистый однородный лавоподобный матрикс. На отдельных участках в этом матриксе встречаются мелкие (миллиметры) миндалины, выполненные кальцитом. Обломки имеют размер от нескольких сантиметров (иногда менее сантиметра) до нескольких десятков сантиметров. Обломки обычно имеют округлые очертания и в некоторых разностях окружены каймой кальцита. Реже встречаются остроугольные включения, в том числе отщепы и обломки треугольной формы. Ранее мы предполагали, что подобные породы скементированы лавой. Несмотря на присутствие миндалекаменных разностей, мы считаем, что лавоподобный матрикс представляет собой ороговикованный мергелистый сланец. Он сохраняет стратификацию на отдельных участках и отличается по цвету и структуре от настоящих даек,

прорывающих подобные породы, в том числе и от микродаек мощностью в несколько сантиметров. Согласно предварительному полевому выводу, подобные конглобекции являются скарнизованными валунными конгломератами и диамиктитами чокурской свиты. Этот вывод будет более подробно аргументирован после просмотра шлифов и проведения микрозондовых анализов.

В докладе детально описаны примеры перечисленных разновидностей, сопровождаемые полевыми фотографиями. Сделаны следующие выводы.

1. В западной части о. Бельковский распространены дезинтегрированные магматические породы, напоминающие вулканиты. Все они представляют собой субвулканические интрузии.

2. Пеперитовые дайки внедрялись на незначительной глубине в полужидкий осадок. Это позволяет предполагать, что эпизод магматизма был незначительно оторван во времени от накопления вмещающих пород.

3. Дезинтегрированный магматический материал локализован в верхней части вскрытого разреза палеозоя в породах бельковской толщи. Предыдущий вывод ставит под сомнение отнесение пород бельковской толщи к башкирскому ярусу среднего карбона [3] и позволяет расширить предполагаемый интервал ее возраста до перми включительно.

4. Хотя явных вулканических пород на о. Бельковский мы не наблюдали, присутствие жерловых фаций свидетельствует о том, что на рубеже перми и триаса в регионе осуществлялись извержения базальтовой магмы. Все, что мы знаем о палеогеографии перми и триаса в регионе, позволяет предполагать, что в западной части о. Бельковский эти извержения осуществлялись в подводной обстановке, нетипичной для Сибирских траппов.

Литература

1. Kuzminich A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian islands: constraints for East Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 959–968.
2. Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на о. Бельковский (Новосибирские острова) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 2. С. 216–228.
3. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Объединение «Севморгеология». М.: М-во геол. СССР, 1985. 162 с.
4. Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Peperite: a review of magma-sediment mingling // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. V. 114. P. 1–17.

Толеитовые гипабиссальные породы и базальты Колючинской губы (восточная Чукотка): U-Pb возраст, состав и геодинамические интерпретации

Чукотской микроконтинент (микроплита Арктическая Аляска – Чукотка) рассматривается как перемещенный фрагмент Арктической окраины Канады [7, 8] или Сибирской платформы [6, 10]. В настоящей работе приводятся результаты исследования пермо-триасовых магматических пород Восточной Чукотки (района Колючинской губы), проведенного с целью тестирования моделей геодинамического развития Арктического региона до раскрытия Амеразийского бассейна.

В районе Колючинской губы изученные породы слагают силлы в толще турбидитов (аргиллиты, алевролиты, кварц-полевошпатовые песчаники) и потоки массивных и шаровых базальтов с гиалокластитами, карбонатными и кремнисто-карбонатными породами в межподушечном пространстве. Соотношения между терригенной и лавовой толщами не ясны; установлено лишь, что лавы прорваны дайками диабазов. Возраст терригенных пород определяется как триасовый на основании находок конкреций известняков и определений спор и пыльцы в аргиллитах [2, 3], возраст лав достоверно не установлен. Силлы выполнены долеритами офитовой структуры с необычным заполнением инстертициального пространства окислами Fe-Ti, биотитом, кислым плагиоклазом, кварцем и хлоритом. Аксессорные минералы – апатит, циркон. Лавовые потоки сложены афировыми базальтами (зоны закалки) и долеритами (центральные части потоков). Микролиты в базальтах представлены футляровидными кристаллами плагиоклаза и клинопироксеном, основная масса – хлоритом и рудным минералом. Метаморфические преобразования пород выражены в полном или частичном замещении оливина серпентином, клинопироксена амфиболом, основного плагиоклаза соссюритом и реже цеолитами, кислого плагиоклаза серицитом, биотита и стекла хлоритами.

Возраст пород определен по магматическим цирконам из гипабиссального долерита в терригенной толще U-Pb методом с использованием ионного микрозонда Cameca IMS1270 в Стокгольмском университете (Швеция). Возраст цирконов составляет 252 ± 4 млн лет и близок ко времени кристаллизации магмы. Возраст гипабиссальных долеритов

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Факультет геологии и геофизики Стокгольмского университета, Стокгольм, Швеция

Колючинской губы совпадает с возрастом базальтов трапповой провинции Сибири, излияния которых происходили в течение короткого промежутка времени – 252–251 млн лет [5].

Гипабиссальные долериты и базальты обнаруживают одинаковые закономерности изменения петрохимического состава пород и идентичные геохимические характеристики. Это – гиперстен-оливин- и кварц-нормативные сильнодифференцированные ($Mg\#_{\text{пород}} = Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,518-0,368$) породы толеитовой серии, состав которых далек от состава материнского расплава. Породы показывают накопление щелочей (Na_2O+K_2O) при падении содержаний SiO_2 , резкое увеличение концентраций TiO_2 и $FeO_{\text{общ}}$ и обеднение SiO_2 , Al_2O_3 и CaO по мере уменьшения $Mg\#_{\text{пород}}$. Выявленные закономерности в поведении пордообразующих элементов согласуются с высокобарической (> 0,5 ГПа) равновесной кристаллизацией толеитового расплава при удалении из него оливина, плагиоклаза и клинопироксена [12]. По петрохимии изученные породы Колючинской губы отличаются от покровных толеитов трапповой провинции Сибирской платформы. Последние имеют более высокую $Mg\#_{\text{пород}}$ (0,534–0,498 [1]), менее дифференцированы и являются продуктами низкобарической кристаллизации толеитовых расплавов.

Вместе с тем, по уровню накопления редких и рассеянных элементов долериты и базальты Колючинской губы аналогичны покровным толеитам трапповой провинции Сибири [1, 9, 13]. Изученные породы обогащены высокозарядными литофильными элементами (LILE) относительно крупноионных (HFSE), легкими РЗЭ относительно тяжелых ((La/Yb)_N=1,9–2,8), обнаруживают отрицательные аномалии Nb-Ta, P_2O_5 и K_2O и положительные Pb и Zr-Hf. Отрицательные значения ΔNb (-0,17 до -0,59) [4] в сочетании с высокими значениями отношений HFSE ((Th/Ta)_{PM}=1,53–1,85, (La/Nb)_{PM}=1,13–1,48) [11] указывают на существенный вклад нижнекорового материала в состав пород. При этом постоянство значений отношений высоконекогерентных элементов в породах Колючинской губы разной $Mg\#_{\text{пород}}$ указывает на контаминацию источника расплава, а не магмы в процессе ее фракционирования. Последнее согласуется с образованием пород в результате равновесной кристаллизации.

Результаты исследования базальтов и гипабиссальных долеритов Колючинской губы свидетельствуют, что на границе перми–триаса Восточная Чукотка была областью растяжения, сопровождавшегося магманизмом. Растижение могло быть обусловлено либо подъемом плюма, либо сдвиговыми движениями вдоль трансформных разломов пассивной окраины континента. Петролого-геохимические данные по пермо-триасовым породам Восточной Чукотки наряду с общей геодинамической ситуацией того времени и результатами сопоставления изученных пород

с покровными толеитами Сибирской платформы позволяют отдать предпочтение первой гипотезе.

Кристаллизация расплавов, материнских для толеитовых пород Восточной Чукотки и Сибирской платформы, соответственно, при высоком и низком давлении, т.е. в глубинных и малоглубинных очагах, позволяет предполагать, что на границе перми–триаса мощность коры под Восточной Чукоткой была больше по сравнению с мощностью коры под Сибирской платформой. При адиабатическом плавлении (ожидаемом в обстановке растяжения) мантии в шпинелевой фации расплавы, образующиеся в регионах с разной мощностью коры, должны были бы иметь разные геохимические характеристики вследствие различных степеней частичного плавления источника, что не согласуется с наблюдениями. Это позволяет предполагать, что генерация расплавов происходила по иному механизму. Оливин-гиперстен- и кварц-нормативный составы изученных пород и покровных толеитов Сибирской платформы наряду со слабофракционированным распределением РЭ свидетельствуют, что исходные расплавы находились в равновесии с мантийными шпинелевыми перidotитами. Однако по сравнению с N-MORB толеиты обоих регионов деплетированы HFSE, в том числе Y и тяжелыми РЭ, что позволяет предполагать наличие граната в источнике расплава. Согласно экспериментальным данным, такое несоответствие петрохимического и геохимического состава пород может быть объяснено взаимодействием щелочного расплава, образованного в астеносферной мантии, с шпинелевыми перidotитами, и позволяет связывать пермо-триасовый толеитовый магматизм Восточной Чукотки с плутоновой тектоникой.

Результаты датирования магматических цирконов из гипабиссальных пород Восточной Чукотки свидетельствуют, что пермско-триасовые детритовые цирконы, установленные в терригенных породах Чукотки [6] могут иметь локальный источник.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-00-00947), ОНЗ РАН, Ведущие научные школы (НШ-3172.2008.5) и Swedish Polar Research Secretariat, Swedish Research Council.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 339–353.
2. Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Эвгекосинклинальный комплекс мезозойд Чукотского полуострова // Геотектоника. 1987. № 6. С. 101–109.
3. Крюков Ю.В. Геологическая карта СССР: серия Чукотская. Объяснительная записка, масштаб 1:200 000. Лист Q-I-XVII, XVIII. Мингео СССР, 1985.

4. *Baksi A.K.* Search for a deep-mantle component in mafic lavas using a Nb–Y–Zr plot // Can. J. Earth Sci. 2001. V. 38. P. 813–824.
5. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. et al.* Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.
6. *Kuz'michov A.B., Pease V.L.* Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. 2007. V. 164. P. 959–968.
7. *Lawver L.A., Scotese C.R.* A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin // The geology of North America / A.Grantz, L.Johnson, J.F. Sweeney (Eds.) V. 50: The Arctic Ocean Region. Geol. Soc. Amer. Boulder, Colorado. 1990. P. 593–618.
8. *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-Chukotka Sea-Arctic margin and adjacent landmasses / E.L. Miller, A.Grantz, S.L. Klempere (Eds.). Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 360, 2002. P. 333–358. Boulder, Colorado.
9. *Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al.* Remobilization of continental lithosphere by a mantle plume: major-trace-element, and Sr-, Nd- and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Miner. Petrol. 1993. V. 114. P. 171–188.
10. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. P. 1–19.
11. *Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey III, W.J.* Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183 // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 1177–1205.
12. *Whitaker M.L., Nekvasil H., Lindsley D.H., Difrancesco N.J.* The role of pressure in producing compositional diversity in intraplate basaltic magmas // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 365–393.
13. *Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al.* Isotopic and trace element constrains on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochem. Cosmochem. Acta. 1993. V. 57. P. 3677–3704.

**Г.Л. Лейченков¹, Ю.Б. Гусева², В.В. Гандюхин², М.Б. Сергеев²,
К.Голь³**

**История геодинамического развития, осадконакопления
и изменений природной среды в районе моря Содружества –
плато Кергелен, Восточная Антарктика
(Проект МПГ 2007–2008)**

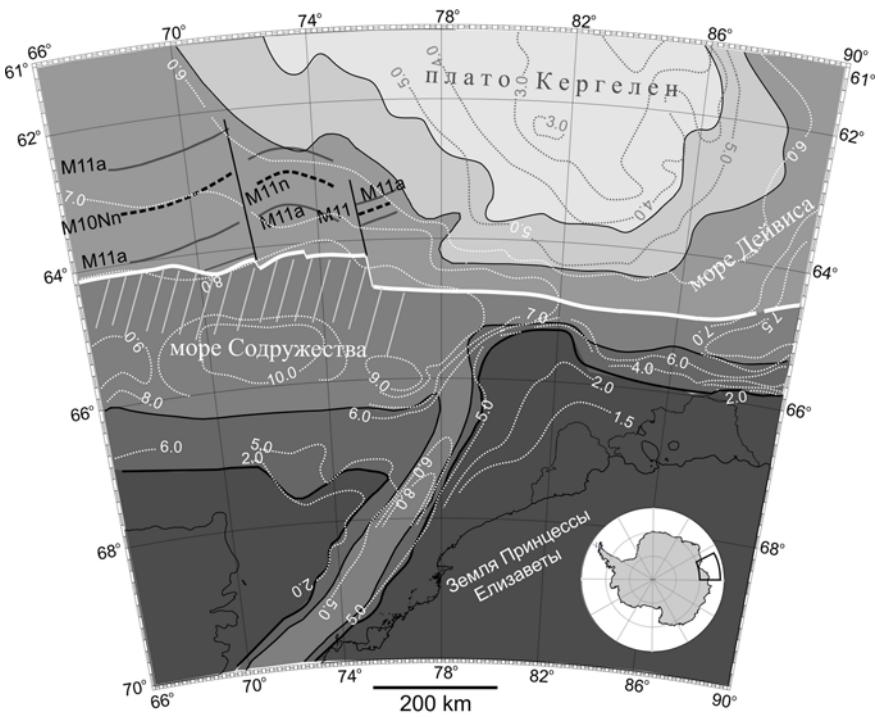
В марте 2007 г. в районе моря Содружества (Антарктика, южная часть Индийского океана; рисунок) выполнены совместные российско-германские экспедиционные исследования по проекту МПГ «История геодинамического развития, осадконакопления и изменений природной среды в районе моря Содружества – плато Кергелен (Восточная Антарктика)». Этот проект является частью многонациональной научной программы по изучению истории формирования полярных океанов, одобренной Международным комитетом МПГ. Основная цель исследований состояла в получении дополнительной, качественно новой информации, призванной заполнить остающиеся пробелы в реконструкции геологической истории Южной полярной области Земли. В работах принимало участие НИС «Академик Александр Карпинский» (ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция») и НИС «Поларштерн» (Институт Альфреда Вегенера).

Впервые в Антарктике осуществлен ряд уникальных наблюдений с широким набором дистанционных геофизических методов. В состав исследований входили: многоканальное сейсмическое профилирование, глубинные сейсмические зондирования с использованием подводных трехкомпонентных сейсмических станций, широкоугольное сейсмическое профилирование в двухсудовом варианте (акустический сигнал излучался НИС «Поларштерн», а принимался НИС «Академик А. Карпинский»). Сейсмические работы сопровождались набортными измерениями аномалий поля силы тяжести и напряженности магнитного поля, а также аэромагнитными исследованиями с вертолета, размещавшегося на НИС «Поларштерн». Всего в период исследований по проекту МПГ было выполнено 5000 км многоканальных сейсмических, магнитометриче-

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

³ Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия



- 1 [25-35] 2 [10-22]^a [6-7]^b 3 [6-9] 4 [10-12] [15-18] 5 [M11a] 6 [>3.0]

Схема тектонического строения района моря Содружества – плато Кергелен. 1 – докембрийский Антарктический кристаллический щит; 2 – юрско-раннемеловые интра- и периконтинентальные рифтовые грабены (а – борт грабенов, б – днище грабенов); штриховкой показана зона с корой преимущественно ультраосновного состава; 3 – раннемеловая океаническая котловина; 4 – раннемеловое вулканическое плато Кергелен; 5 – линейные магнитные аномалии и номера хронов полярности (пунктирной линией показана ось отмершего спрединга); 6 – глубина до поверхности кристаллического фундамента, км. Толстая белая линия обозначает границу континент – океан. Числами показана мощность земной коры

сих и гравиметрических наблюдений и получена сейсмическая запись в 39 пунктах постановки донных станций.

Благодаря новым сейсмическим данным и их интеграции с материалами отечественных и зарубежных экспедиций прошлых лет удалось существенно уточнить строение фундамента бассейнов моря Содружества, моря Дэвиса и южной части плато Кергелен. В глубоководной области района исследований по данным МОГТ выделено 7 типов аку-

стического фундамента, отличающихся по характеру сейсмической записи, морфологии и глубине залегания. Первые четыре типа фундамента распространены преимущественно в рифтовых грабенах и на их флангах и отличаются изменчивым по амплитуде рельефом поверхности, а их строение и характеристики отражают различную степень модификации континентальной коры при ее интенсивном растяжении и погружении в позднеюрское время. Три остальных типа фундамента развиты в северной части моря Содружества, на плато Кергелен и его периферии и имеют преимущественно ровную и во многих случаях необычно гладкую поверхность.

Интерпретация всей совокупности полученных геофизических данных позволила более обоснованно установить положение границы между рифтогенной континентальной и океанической корой (см. рисунок). В северо-восточной части моря Содружества океаническая кора имеет отчетливую стратификацию, которая связывается с тремя слоями (базальтовым, дайковым и габбровым) классического разреза спрединговых котловин. В южном направлении наблюдается резкая смена структуры консолидированной коры, которая характеризуется сложным внутренним строением с многочисленными дифракциями и редкими регулярными отражениями. Предполагается, что эта область континентальной окраины образовалась в результате экстремального растяжения земной коры на поздней стадии рифтогенеза и подъема верхней мантии (см. рисунок). Таким образом, рифтогенная кора сложена здесь преимущественно мантийными породами (серпентинизированными перidotитами) и продуктами ее дифференциации (габбро, базальты).

В северной части моря Содружества кора океанического типа имеет повышенную (9–11 км) мощность, что объясняется более обильным, чем обычно, магматизмом в океанических хребтах в связи с активными процессами мантийной (плюмовой) конвекции. Предполагается, что формирование фундамента с гладкой поверхностью (нехарактерной для океанической коры с медленным спредингом) могло быть обусловлено особым характером магматизма срединно-оceanического хребта на ранней стадии раскола Гондваны, который развивался под влиянием астеносферного плюма Кергелен.

По результатам интерпретации магнитометрических данных в северо-восточной части моря Содружества идентифицирована симметричная последовательность линейных магнитных аномалий спрединговой природы (см. рисунок), самой древней из которых является аномалия, отождествляемая с хроном полярности M12A (136,3 млн лет). В океанической коре этого района выделено три сегмента с различным возрастом осевых аномалий (131, 132 и 133 млн лет), отождествляемых с отмер-

шими осями палеоспрединга. Согласно новой геодинамической модели, раскол литосфера между Индией и Антарктикой произошел около 137 млн лет назад. Увеличение мощности базальтового слоя океанической коры (слой 2А) с возрастом около 134 млн. лет, выявленное по сейсмическим данным, связывается с активизацией мантийной конвекции. Предполагается, что отмирание и перескок центров палеоспрединга были обусловлены внедрением мантийного плюма Кергелен в литосферу Восточной Гондваны около 132 млн лет назад.

Установлены границы и взаимоотношения утолщенной магматической коры южной части плато Кергелен с рифтогенной и океанической корой восточной части моря Содружества и западной части моря Дейвиса. На всей периферии основного поднятия южной части плато Кергелен, отчетливо проявленного в морфологии коренного ложа, выделена терраса с мощностью земной коры 10–12 км (см. рисунок). В пределах этой террасы выявлены блоки фундамента, во внутренней структуре которых наблюдаются протяженные наклонные рефлекторы с различными направлениями падения. Исследования с применением донных станций показали, что в основании мощного (5–7 км) базальтового комплекса залегает зона пониженных скоростей, которая связывается с присутствием фрагмента континентальной коры. Предполагается, что этот фрагмент (блок) континентальной коры образовался в результате перескока океанического спрединга и захвата части рифтогенной окраины п-ова Индостан.

Выполнена корреляция основных региональных несогласий между западной частью моря Содружества и морем Дейвиса, которая позволила создать универсальную сейсмостратиграфическую модель строения осадочного чехла континентальной окраины Восточной Антарктиды. Нижний сейсмический комплекс имеет мощность около 4,0 км и представляет собой рифтовый этаж бассейна, который образовался на этапе растяжения земной коры в позднеюрское-раннемеловое время. Пострифтовый этаж осадочного чехла представлен комплексами: раннемелового возраста мощностью до 2,0 км, раннемелового-эоценового возраста мощностью до 1,5 км, позднеэоценового возраста мощностью не более 1,0 км, раннеолигоценового возраста мощностью 0,5 км и миоценового-четвертичного возраста мощностью до 1,5 км. Три нижних комплекса пострифтового этажа имеют однородное строение и преимущественно сложены морскими гемипелагическими отложениями. Два верхних комплекса отличаются многообразием сейсмических фаций, определяющим их ледниково-морской генезис.

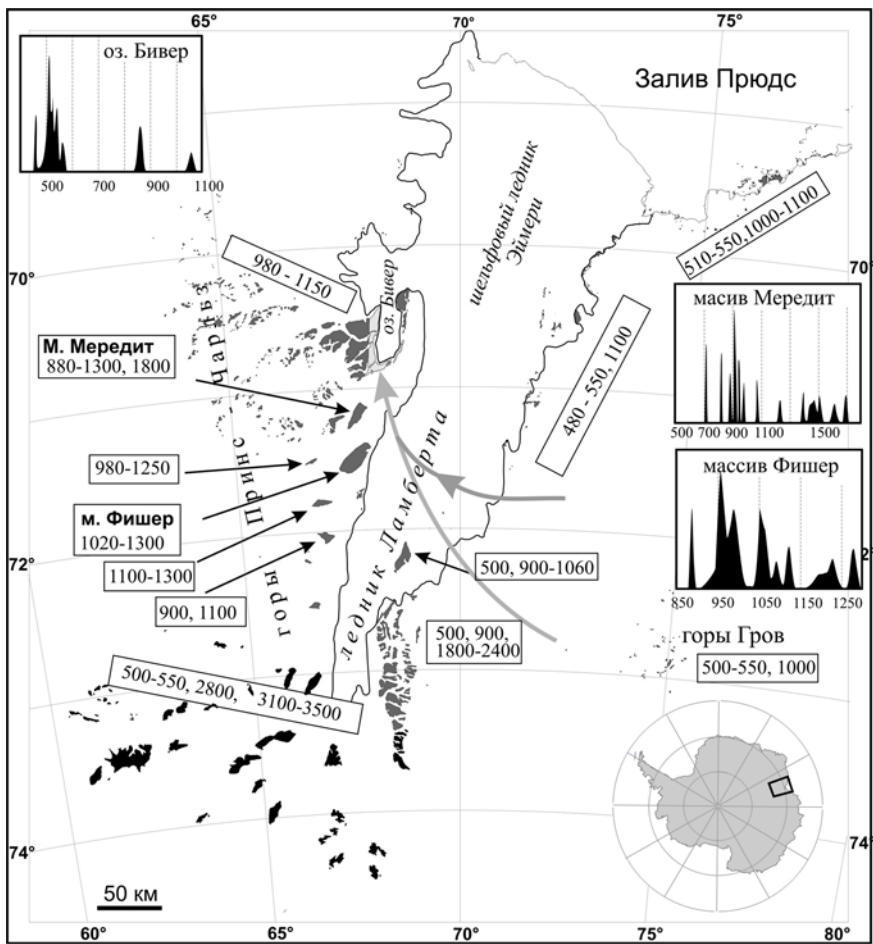
Детритовые цирконы из осадочных пород Восточной Антарктиды, как источник информации о геологическом строении подледных территорий

Крупный (около 7 млн кв. км), почти полностью (на 98 %) скрытый подо льдом континентальный массив Восточной Антарктиды является центральным фрагментом древних суперконтинентов Родинии и Гондваны, и сведения о его геологическом строении имеют большое значение для решения проблем, связанных со становлением литосферы древних материков, с денудацией земной коры, реконструкцией палеогеографических и геодинамических обстановок. Осадочные комплексы, сформировавшиеся в результате эрозии обширных территорий в депрессиях коренного ложа, являются идеальным «пробоотборником», позволяющим охарактеризовать распространение структурно-вещественных комплексов региона – источника сноса. Наиболее ценными источниками информации являются изотопно-геохимические характеристики и возраст детритовых урансодержащих минералов (преимущественно циркона), выделенных из образцов осадочных пород.

Предметом настоящего исследования является район ледников Ламберта и Эймери (Восточная Антарктида) с относительно крупными обнаженными горными массивами на их флангах (рисунок). По результатам геологических наблюдений здесь выделяются две крупные тектонические провинции: 1) древний кратон, сложенный архейско-палеопротерозойскими (3,5–1,8 млрд лет) слабометаморфизованными комплексами в южной части гор Принс-Чарльз и 2) мезо-неопротерозойский (1,3–0,9 млрд лет) подвижный пояс, представленный породами различных ступеней метаморфизма в центральной и северной частях гор Принс-Чарльз (важно отметить, что отдельные горные массивы подвижного пояса имеют свою геохронологическую специфику, связанную с преобладанием пород того или иного возраста внутри указанного диапазона; см. рисунок). В пределах этих тектонических провинций присутствуют комплексы, отражающие панафриканскую активизацию кристаллического щита в позднем протерозое – раннем палеозое (550–480 млн лет; см. рисунок). В горах Принс-Чарльз они, представлены жилами и небольшими

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



- Пермь-триас - Протерозой - Архей - ранний протерозой

Схематическая геологическая карта района ледников Ламберта-Эймери с представительными изотопными датировками метаморфических и магматических комплексов. Серые линии со стрелками показывают предполагаемые пути транспортировки детритовых цирконов, извлеченных из раннетриасовых отложений побережья озера Бивер. На врезках представлены спектры относительной вероятности распределения возрастов цирконов с указанием места отбора образцов осадочных пород

интрузивными телами, но в восточном борту ледников Ламберта-Эймери эти комплексы имеют широкое развитие и сложены метаморфиче-

скими и магматическим (щелочными и субщелочными) породами. На небольшом участке побережья озера Бивер обнажаются пермо-триасовые осадочные (молассовые) отложения (песчаники, алевролиты, конгломераты) мощностью около 3000 м (группа Эймери), сформировавшиеся в речных долинах и лагунах (тектонически, в рифтовом грабене, см. рисунок).

Для изучения изотопных характеристик дегритовых цирконов и источников их сноса был выполнен отбор 10 представительных образцов из отложений группы Эймери, которые характеризуют различные стратиграфические уровни осадочной толщи. Обломки осадочных пород, подобные по своему внешнему облику и составу отложениям побережья озера Бивер, были недавно обнаружены в доголоценовой морене массива Мередит и массива Фишер (двух крупных обнаженных участков гор Принс-Чарльз) на высоте более 500 м выше уровня моря (см. рисунок). Эти обломки были принесены ледником из южных районов гор Принс-Чарльз в один из периодов ледниковых максимумов, что свидетельствует о более широком, чем считалось ранее, распространении молассовой толщи, в значительной степени скрытой подо льдом. На первом этапе исследований детально изучены цирконы одного из образцов группы Эймери (крупнозернистый песчаник раннетриасового возраста) и двух моренных обломков из массивов Фишер и Мередит. Выделенные цирконы представлены зернами различной формы (от короткостолбчатых до длиннопризматических) и степени окатанности. Анализ преимущественного развития кристаллографических форм циркона свидетельствует о наличии разнообразных по происхождению материнских пород, служивших источником сноса.

Проведенный U-Pb локальный изотопный анализ (SHRIMP-II, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) цирконов (30 зерен из каждого образца) подтвердил неоднородность источников сноса, которая проявляется в изменчивой спектральной характеристике (относительной вероятности) полученных возрастных оценок (см. рисунок). Песчаник с побережья озера Бивер характеризуется явным преобладанием цирконов с возрастом 460–580 млн лет (при наличии двух пиков 880 и 1050 млн лет), тогда как цирконы из образца, обнаруженного на массиве Мередит, показывают возрастной диапазон от 700 до 1700 млн лет (с преимущественным преобладанием возрастов ~ 900 млн. лет), а на массиве Фишер – от 880 до 1300 млн лет (с преобладанием возрастов 950–1050 млн лет; см. рисунок).

Реконструкция возможных источников сноса определяется современными представлениями о геологическом строении района исследований и свидетельствует о минимальном участии комплексов архейско-палеопро-

терозойского кратона в формировании всех изученных осадочных пород. Возрастные спектры дегритовых цирконов из обломков осадочных пород с массивов Фишер и Мередит лучше всего соответствуют геохронологической специфике метаморфических комплексов протерозойского подвижного пояса, слагающих эти и соседние с ними обнажения (см. рисунок). Таким образом, осадочные отложения, вероятно, залегают подо льдом на относительно небольшом расстоянии от указанных массивов.

Спектральная характеристика изотопных возрастов триасовых осадков побережья озера Бивер, напротив, не обнаруживает прямой связи с окружающими и даже относительно удаленными обнажениями протерозойского подвижного пояса. Возрастной диапазон изученных цирконов (460–580 млн лет) лучше всего согласуется с магматическими и метаморфическими комплексами восточного борта ледника Ламберта – гор Гров – это может означать, что они и являлись источником сноса для нижнетриасовых осадков группы Эймери. Еще одним подтверждением этого вывода является значительное количество в образце раннетриасовых песчаников зерен циркона класса S18-S25 [1], которые чаще всего образуются при кристаллизации смешанных корово-мантийных щелочных и субщелочных гранитоидов, т.е. пород, широко развитых как раз на восточном фланге ледника Ламберта. Нельзя, однако, исключать, что метаморфические и/или магматические комплексы панафриканской активизации присутствуют подо льдом в непосредственной близости от обнаженной раннетриасовой толщи. Об этом свидетельствуют зерна цирконов соответствующего возраста с полностью сохранившейся первичной огранкой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00736).

1. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.

Содержание

<i>Андреичев В.Л.</i> Изотопная геохронология интрузивного магматизма фундамента Печорской синеклизы	3
<i>Андреичева Л.Н., Голубева Ю.В., Марченко-Вагапова Т.И.</i> Изменение природной среды и климата в Арктике в четвертичное время	7
<i>Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушкина З.В., Питулько В.В.</i> Условия формирования лагунных отложений острова Жохова, как результат изменения уровня моря в голоцене	12
<i>Анохин В.М.</i> Структурный план шельфа Чукотского моря как часть общего структурного плана Земли	14
<i>Антошкина А.И.</i> Палеозойское рифообразование и тектоническая история окраины северо-востока Европейской платформы	18
<i>Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я.</i> Новые данные о возрасте осадочного чехла офиолитов Отрожнинской пластины Усть-Бельского террейна	21
<i>Артюшков Е.В., Поселов В.А.</i> Континентальная кора в глубоководных впадинах на северо-востоке Российского сектора Арктики	24
<i>Астахов А.С., Ван Р., Иванов М.В.</i> Геохимия осадконакопления в Чукотском море и примыкающем секторе Арктического бассейна: химическая типизация, роль биоседиментации, влияние эндогенной активности	28
<i>Астахов В.И.</i> Эпидермальная тектоника на Оби и ее историко-геологическое значение	32
<i>Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Шаров Н.В.</i> Тектоника и глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий	37
<i>Баранов А.А., Трубицын В.П., Евсеев А.Н.</i> Новая модель коры Антарктиды	41
<i>Басилян А.Э., Анисимов М.А., Никольский П.А.</i> Оледенение Новосибирских островов: определяющий фактор геологического строения квартера	43
<i>Басов В.А., Никитенко Б.Л., Куприянова Н.В.</i> Сравнительный анализ био- и литостратиграфического строения нижней и средней юры бассейнов Баренцевоморского шельфа, севера Западной Сибири и севера Восточной Сибири	46
<i>Бахмутов В.Г., Артеменко Г.В., Гладкочуб Д.С., Самборская И.А.</i> Геохимия и рудоносность интрузий базитов Антарктического полуострова	49

<i>Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф.</i> Современный морфоструктурный план и трещиноватость горных пород Приозерского района Карельского перешейка	53
<i>Беляева Н.В., Хусид Т.А.</i> Об особенностях накопления карбонатного материала раковин фораминифер на дне Канадской котловины (Северный Ледовитый океан)	57
<i>Бирюков А.С.</i> Геоморфологическое строение массивов Меридит и Ланьон (Восточная Антарктида, Земля Мак-Робертсона, горы Принс-Чарльз)	58
<i>Бирюков А.С., Егоров М.С.</i> Кайнозойские отложения массива Фишер (Восточная Антарктида, Земля Мак-Робертсона, горы Принс-Чарльз) 62	
<i>Божко Н.А., Баркин Ю.В.</i> Диссимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамическое следствие относительных полярных смещений ядра и мантии Земли 66	
<i>Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г.</i> Палеозойская геологическая история Арктики в пределах сектора Западной Сибири и Карского моря	70
<i>Бурлин Ю.К., Ступакова А.В.</i> История формирования осадочно-породных бассейнов шельфа российской Арктики	74
<i>Варова Л.В., Гандюхин В.В., Казанков А.Ю., Гусева Ю.Б., Лейченков Г.Л.</i> Некоторые особенности тектонического строения моря Дюмон Д'Ювиля, Восточная Антарктида (предварительные результаты морских геофизических исследований 2008 г.)	78
<i>Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А.</i> Тектонические поля напряжений в развитии структуры о-ва Столбовой (по геологическим и сейсмологическим данным)	82
<i>Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.</i> Тектоника, этапы структурной эволюции и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика)	85
<i>Верниковский В.А.</i> Тектоническое строение Таймыро-Северо-земельского региона и его геодинамическая эволюция	90
<i>Вигинский В.А.</i> Западно-Медвежий трог Тунгусьяхской зоны рифтогенеза (север Западной Сибири)	94
<i>Вигинский В.А.</i> Неотектоническая природа залежи нефти в юрских отложениях Западно-Медвежьего месторождения (Арктический сектор Западной Сибири)	99
<i>Винокуров И.Ю., Беляев И.В., Егоров А.С., Каленич А.П., Матвеев Ю.И., Прудников А.Н., Рослов Ю.В.</i> Глубинная модель и особенности эволюции Баренцево-Карского региона	102
<i>Воробьев Д.М.</i> Геологическое строение района гор Гров, Восточная Антарктида	107
<i>Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Хадерка П.</i> Поле тектонических напряжений первого порядка в Антарктической плите	111

<i>Ганелин А.В.</i> Геодинамическое значение диабазовых комплексов в оphiолитах Западной Чукотки	115
<i>Гарецкий Р.Г., Каратава Г.И., Данкевич И.В., Солодилова В.В.</i> Геологогеофизические исследования в районе Белорусской антарктической станции: планы и первые результаты	119
<i>Герман А.Б.</i> Среднемеловые флоры Новосибирских островов и «вымерший» климат меловой Арктики	124
<i>Герман А.Б., Моисеева М.Г.</i> Роль палеогеографической обстановки в формировании палеоценовой флоры Северной Аляски	128
<i>Гладкочуб Д.П., Бахмутов В.Г., Водовозов В.Ю., Ващенко В.М.</i> Андийский комплекс Западной Антарктики: возраст, состав, геодинамическая позиция	132
<i>Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Травин А.В., Юдин Д.С.</i> Уджинский докембрийский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии	135
<i>Голынский А.В., Голынский Д.А.</i> Тектоническая структура Восточно-Антарктического кратона по магнитным данным	139
<i>Голынский Д.А., Голынский А.В.</i> Рифт Гауссберг и рифт Скотта – новые тектонические структуры Восточной Антарктиды	143
<i>Гонжуров Н.А., Лайба А.А.</i> Гренвильские и панафриканские тектонотермальные события в центральной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида	147
<i>Гончаров М.А.</i> Подъем с всесторонним горизонтальным растяжением Антарктики и опускание с всесторонним горизонтальным сжатием Арктики как следствие северной компоненты дрейфа континентов ...	151
<i>Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Малютин Ю.Д., Филин А.М., Шишкина Н.А.</i> Геолого-тектоническое строение Беломорско-Баренцевоморского региона по магнитным данным	156
<i>Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л., Михальский Е.В.</i> Эволюция представлений о тектонике Антарктики и современное состояние проблемы	158
<i>Грушинский А.Н.</i> Тектоническая эволюция моря Скоша	163
<i>Гусев Е.А., Рекант П.В., Крылов А.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шкарабо С.И.</i> Кайнозойская история Арктики по результатам геологического опробования	166
<i>Гусева Ю.Б., Лейченков Г.Л., Голынский А.В., Санд М.</i> Строение земной коры и история тектонического развития осадочного бассейна моря Рисер-Ларсена (Восточная Антарктида)	169
<i>Гуськов С.А., Беляев С.Ю.</i> Неотектонический этап развития северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна	172

<i>Данукалова М.К.</i> Поздневолжский-ранненеокомовый турбидитовый бассейн форланда: новый тектонический элемент на шельфе моря Лаптевых	176
<i>Друщиц В.А.</i> Гипсометрическое положение морских средневалдайских образований в Арктике и Субарктике	180
<i>Дунаев Н.Н.</i> Дефиниция как один из важнейших критериев при делитации Арктики	183
<i>Евзнеров В.Я.</i> Морские бассейны в Беломорской котловине	188
<i>Егорова Т.П., Бахмутов В.Г.</i> Современные процессы и глубинное строение Тихоокеанской окраины Антарктического полуострова	191
<i>Ермаков В.А.</i> Эскарпогенез как механизм формирования структуры хребта Ломоносова	194
<i>Забанбарк А.</i> Структурное строение и нефтегазоносность арктической части Северо-Американского континента	199
<i>Зарайская Ю.А.</i> Особенности рельефа и сейсмичности хребта Книповича	204
<i>Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Рогов М.А.</i> Арктический бассейн в течение мезозойской эры (по данным палеонтологии)	207
<i>Зинченко А.Г.</i> Геоморфологические условия депонирования загрязняющих веществ на Арктическом шельфе Евразии	212
<i>Зубаков В.А.</i> О тектонической подоплеке истории климата и органического мира полярных областей в плиоцене и плейстоцене	215
<i>Зыков Д.С.</i> Развитие локальных деформационных структур в центральной части о. Шпицберген в голоценовое и позднечетвертичное время	220
<i>Ивлиев А.И.</i> Особенности рельефного структурирования контрастных тектонических ансамблей в полярных и экваториальных широтах	224
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Сейсмотектоническая характеристика Лено-Таймырской зоны на шельфе моря Лаптевых ...	229
<i>Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> Новейшие структуры и современная геодинамика Арктического сектора Верхоянской складчатой системы	233
<i>Кабаньков В.Я., Андреева И.А.</i> Геология области Центрально-Арктических поднятий по результатам изучения донно-каменного материала	237
<i>Казанский Б.А.</i> Проблемы палеореконструкций для Арктической области Земли	241
<i>Каменев И.А.</i> Геологическая позиция, петрология и геохронология пород восточного борта ледника Эймери (Земля Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида)	244
<i>Каменев Е.Н., Каменев И.А., Семенов В.С.</i> Минерагенические провинции в геотектонических структурах Антарктиды	248
<i>Каминский В.Д., Глебовский В.Ю., Лейченков Г.Л., Голынский А.В., Масолов В.Н., Гандюхин В.В.</i> Роль геофизических методов в изучении	

ния геологии и минеральных ресурсов Арктики и Антарктики и результаты их использования	253
<i>Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шитилов Э.В.</i> Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа	257
<i>Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Х.</i> Возраст деформационных структур Анюйско-Чукотской складчатой системы (Восточная Арктика)	264
<i>Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитонова Л.Я.</i> Геологическое строение и нефтегазоносность Восточно-Арктического шельфа России	266
<i>Ким Б.И., Харитонова Л.Я.</i> Осадочный чехол Евразийского бассейна (структурата, возраст, история формирования)	271
<i>Клецев К.А., Шеин В.С.</i> Геодинамическая эволюция и основные структуры Арктики	276
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Область динамического влияния Арктической зоны спрединга на северо-востоке Восточно-Европейской плиты	280
<i>Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Джси Д., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Гольцин Н.А., Бережная Н.Г.</i> К вопросу о возрасте становления континентальной коры на западе Евразийской Арктики (по геохронометрии цирконов из ордовика и силура северо-запада Новой Земли)	285
<i>Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н.</i> Главные этапы рудогенеза и каледонская орогения в металлогении Российской Арктики	289
<i>Коротаев М.В.</i> Баренцевоморский бассейн – моделирования истории погружения, истории генерации углеводородородов и неотектонических движений	294
<i>Костева Н.Н., Тебеньков А.М.</i> Стратиграфия ордовикско-силурийских отложений района Сент-Джонс фьорда (архипелаг Шпицберген)	297
<i>Косько М.К., Андреева И.А., Буценко В.В., Грикуров Г.Э., Иванов В.Л., Кабаньков В.Я., Супруненко О.И., Трухалев А.И.</i> Тектоника Элсмирско-Чукотского палеошельфа (западная часть Амеразийского бассейна, Северный Ледовитый океан)	302
<i>Крапивнер Р.Б.</i> Альтернативная интерпретация разреза новейших отложений Баренцевоморского шельфа	305
<i>Крылов А.В., Зархицзе Д.В.</i> Новые данные по стратиграфии и моллюскам неогеновых отложений Большеземельской тундры	309
<i>Кузнецов А.И., Лайба А.А.</i> Новый взгляд на строение покровного ледника Антарктиды и его взаимодействие с каменным ложем	313
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Преддевонские комплексы Сvalльбарда – северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид?	317
<i>Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., О’Рейли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В.</i> Восточно-Европейский (Балтийский) «провенанс»-сигнал вprotoуралидах-тиманидах юго-запада Тимано-	

Печорской части Российского сектора Западной Арктики – доказательство пассивного характера позднедокембрийской Тиманской окраины Балтики	323
<i>Кузьмичев А.Б.</i> Западное продолжение Южно-Антарктической сутуры и кинематика раскрытия Амеразийской океанической котловины	328
<i>Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.</i> Геолого-геофизический мониторинг северных территорий РФ, как часть общеарктического мониторинга	334
<i>Лавров А.С., Потапенко Л.М.</i> Ледники и тектоническая делимость земной коры	339
<i>Лазуркин Д.В.</i> Геологическое строение осадочного чехла шельфа Северного Ледовитого океана (Арктический супербассейн)	343
<i>Лайба А.А.</i> Районы возможных российских приоритетов в Антарктике ..	346
<i>Лаптева Е.М., Лаптева Н.И., Пельмский Г.А.</i> Геоэкологические аспекты освоения минерально-сырьевых ресурсов Российской Арктики	351
<i>Левочкин Б.Б., Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> Кластические дайки, эруптивные брекчии и пепериты: нетипичные проявления пермо-триасового траппового магматизма на о-ве Бельковском (Новосибирские острова)	354
<i>Леднева Г.В., Соколов С.Д., Пиис В.Л.</i> Толеитовые гипабиссальные породы и базальты Колючинской губы (восточная Чукотка): U-Pb возраст, состав и геодинамические интерпретации	358
<i>Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Сергеев М.Б., Голь К.</i> История геодинамического развития, осадконакопления и изменения природной среды в районе моря Содружества – плато Кергелен, Восточная Антарктика (Проект МПГ 2007–2008)	362
<i>Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В., Лайба А.А., Михальский Е.В.</i> Детритовые цирконы из осадочных пород Восточной Антарктиды, как источник информации о геологическом строении подледных территорий	366

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

(в связи с завершением Международного полярного года
(2007-2008 гг.)

Материалы XLII Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 28.12.2008
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 23,5 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, тел. 959-35-16, 8-926-222-30-91
E-mail: geos@ginras.ru
<http://www.sciencebook.ru>