РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОНЗ РАН
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУК (ГИН РАН)
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В.ЛОМОНОСОВА

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Материалы LII Тектонического совещания

Том 2

Москва
ГЕОС
2020

УДК 549.903.55 (1)
ББК 26.323
Т 67

Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 2. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. 442 с.

ISBN 978-5-89118-808-2

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), проект № 20-05-20001

На 1-й стр. обложки: Зона Таласо-Ферганского разлома южнее озера Токтогул (Фото А.В. Кушнаревой).

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2020
© ГЕОС, 2020

В.С. Куриленко[1]

О связи ареалов нефтегазонакопления с «трубами» дегазации земли в Припятско-Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции

Вступление. Припятско-Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция является основным источником углеводородного (УВ) сырья на территориях Беларуси и Украины. Большинство значимых по запасам месторождений провинции уже выработано на 50% и более, и поддержание уровня добычи на рентабельном уровне требуют от геологической науки глубокого переосмысления накопленного геологического материала, поиска нетрадиционных путей пополнения ресурсной базы. В данной работе рассмотрены природа ареалов нефтегазонакопления и их связь с «трубами» глубинной дегазации Земли (ГДЗ), описаны признаки её влияния на структурно-тектонические и литолого-геохимические особенности осадочного чехла Припятско-Днепровско-Донецкой провинции (ПДДП).

Постановка задачи. Доминирующее положение осадочно-миграционной теории (ОМТ) накладывало ограничения по глубине на поисково-разведочные работы. Вместе с тем накапливались факты о нефтегазоносности сверхбольших глубин, открывались промышленные скопления УВ в метаморфизованных и магматических породах, необъяснимые с позиций ОМТ. Влиянию гипотетических «труб» ГДЗ на различные свойства нефтегазоносносных пород в последние десятилетия стало уделяться больше внимания. Трудами многих учёных-геологов сформированы представления о мантийных плюмах и «трубах» ГДЗ. В наше время происходит смена парадигмы в представлениях о происхождении УВ и их потенциальных ресурсах. По этой проблеме непочатый край работы, и решение хотя бы части вопросов обещает повышение эффективности геолого-разведочных работ. Одному из таких вопросов – о связи ареалов нефтегазонакопления с ГДЗ – посвящена данная работа.

Общегеологические представления о развитии ПДДП. Данная провинция приурочена к погребённому внутриконтинентальному палеорифту, маркируемому аэрокосмическими исследованиями как Сарматско-Туранский линеамент. Этот линеамент в пределах ПДДП выражен Припятским прогибом, Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ) и Донецким кряжем, которым по фундаменту и позднепалеозойскому структурному этажу соответствуют одноимённые грабены [1, 2, 4].

[1] Институт геологических наук Национальной академии наук Украины, Киев, Украина

Зарождение палеорифта связано с байкальской эпохой тектогенеза (неопротерозойская эра), когда между современными Полтавой и Донбассом возник грабен субширотного простирания [2, 4]. В процессе варисского рифтогенеза, приходящегося на позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи, образовался авлакоген – протяжённая субширотная полоса нарушений сдвиго-сбросового типа, что сопровождалось бурным вулканизмом и накоплением мощных молассоидных (в т.ч. соляных) и флишоидных толщ, растяжением, проседанием и опрокидыванием блоков фундамента и осадочного чехла, листрическими скалываниями и обширными оползнями. В результате сформировался **Z**-образный плановый рисунок Припятско-Донецкого отрезка СТЛ и кулисообразное сочленение его звеньев [1, 2, 4]. В киммерийскую эпоху тектогенеза произошло разделение центрального грабена на две части, и если для западной части продолжилось погружение (сформировалась Днепровско-Донецкая впадина – ДДВ), то восточная подверглась инверсии (образовалось Донецкое складчатое сооружение [2, 4].

Главной причиной геодинамического развития ПДДП является функционирование Днепровско-Донецкого мантийного плюма. С мантийным диапиризмом связано изменение параметров нефтегазоносности провинции вдоль её простирания, что предопределило её дифференциацию на четыре самостоятельных нафтидоносных бассейна (по А.Е. Лукину [5]): Припятский, Деснянский, Днепровский и Донецкий (см. рисунок). Наиболее богатым УВ сырьём является Днепровский бассейн, где чётко выделяются два крупных ареала нефтегазонакопления (Харьковский и Сребненско-Ждановский). В Припятском прогибе выделен один ареал.

Х**арьковский ареал нефтегазонакопления.** В Харьковском сегменте ДДВ развиты гигантские соляные диапиры, своими ядрами дислоцирующие и прорывающие надсолевые отложения. Эти гигантские диапиры тесно связаны с газоконденсатными месторождениями Украины – гигантскими Шебелинским (с начальными извлекаемыми запасами 658.3 млн т н.э. – нефтяного эквивалента) и Западно-Крестищенским (348.4 млн т н.э.) и крупнейшим Ефремовским (112.6 млн т н.э.) [3]. Здесь сосредоточено 50 месторождений УВ, в том числе крупные Мелеховское, Медведевское, Кобзевское и Берёзовское [2, 3]. Очевидно, в пределах данного сегмента расположен «газовый полюсУкраины» (по выражению А.Е.Лукина [6]), генетически связанный с «трубой» глубинной водородно-углеводородной дегазации Земли. Основанием для такого утверждения служат: эксплозивные брекчии с широким диапазоном минерально-вещественного и элементного состава, не свойственным вмещающим отложениям; гидротермальная полиминерализация с проявлениями разнообразного металлического оруденения в приштоко-

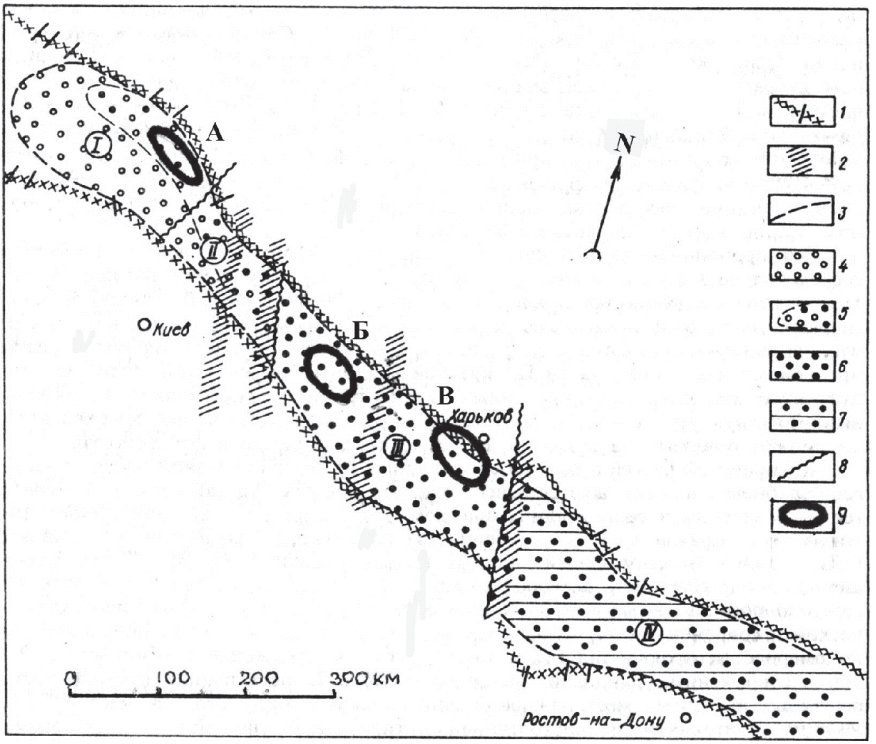


Рисунок. Схема Припятско-Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции, латеральная зональность мантийного диапира и дифференциация палеорифта на самостоятельные нафтидоносные бассейны (по А.Е. Лукину [5], с дополнениями).

1 – зоны краевых разломов палеорифта; *2* – субмеридиональные глубинные структуры додевонского заложения; *3* – границы мантийного диапира; *4* – область геодинамической и геотермодинамической деградации диапира; *5* – то же, но с признаками некоторой неоген-четвертичной активизации; *6* – область высокой геодинамической и геотермодинамической активности диапира; *7* – то же, но с уменьшением глубины залегания раздела М; *8* – границы между бассейнами (*I* – Припятский, *II* – Деснянский, *III* – Днепровский, *IV* – Донецкий); *9* – ареалы нефтегазонакопления (*А* – Припятский, *Б* – Сребненско-Ждановский, *В* – Харьковский)

вых зонах; газообразные УВ, негорючие газы и пары ртути в соляных диапирах; инъекции темноокрашенного пелитоморфного полиминерального вещества в стилолитизированных трещинах естественного гидроразрыва пластов и находки в них сферул – свидетельниц внедрения сверхглубинных флюидов; своеобразный генетический тип карбонатных коллекторов на ряде месторождений – травертиновый, для ко-

торого свойственны аномально тяжёлый изотопный состав углерода и кислорода, сверхвысокое содержание ртути и бора [6]. Характерной особенностью массивных литологических залежей Чутовского, Новоукраинского и некоторых других месторождений является их своеобразная форма с соотношением размеров высоты и ширины 1 : 2, и состоящая как бы из двух частей: верхней – клиноформно-пластовой (с конседиментационным замещением травертинов нижнепермскими соленосными отложениями) и нижней – дайкообразной (секущей вмещающие отложения по типу интрузий) [6].

Прилегающие с северо-востока участки моноклинального склона Воронежского кристаллического массива, связанные с северным бортом ДДВ, также отличаются повышенной нефтегазоносностью. Здесь открыты промышленные скопления УВ в Юльевском, Скворцовском, Гашиновском и других месторождениях, приуроченные к разуплотнённым кристаллическим породам докембрийского фундамента и его коре выветривания [2, 3, 6]. Очевидно, ареал интенсивного газонакопления «захватил» с северо-востока часть бортовой зоны; он как бы «не замечает» рифтообразующий трансрегиональный Барановичско-Астраханский разлом с вертикальной амплитудой 2–5 км. Этот факт также свидетельствует о существовании глубинного источника газа, расположенного ниже кристаллического фундамента, о глубоких корнях активно функционирующей ТДЗ.

Сребненско-Ждановский ареал газонефтенакопления. Данный ареал занимает центральную часть ДДВ и характеризуется широким стратиграфическим, формационным, гидрогеологическим и термобарическим диапазонами продуктивности, большим фазовым и геохимическим разнообразием промышленных скоплений УВ. Здесь сосредоточено более 100 месторождений, в том числе крупнейшие нефтегазоконденсатные месторождения Ябуновское (117.6 млн т н.э.) и Глинско-Розбышевское (112.3 млн т н.э.), а из числа крупных –Андреяшевское, Леляковское, Гнединцевское и Тимофеевское [2, 3]. Описываемый ареал соответствует апикальной части Днепровско-Донецкого плюма, контролирующего здесь основные закономерности тектогенеза и нафтидогенеза [6].

Для Сребненско-Ждановского ареала, как и для бóльшей части Днепровского бассейна, свойственно существование сквозьформационных флюидопроводящих систем (СФС), связанных с процессами дегазации Земли и дренирующих осадочный чехол. Они играют ведущую роль в локализации наложенных вторичных процессов, рудообразовании и нефтегазонакоплении. Особенно активны быстро протекающие неравновесные процессы в местах существенных различий между флюидными и породно-каркасными параметрами, в том числе проявления гидрогеологической инверсии, вызванные внедрением газонасыщенных

перегретых глубинных вод с низкой минерализацией в литокатагенетические рассолы, что вызывает геотермобарические аномалии и интенсивные геохимические процессы. С глубиной роль СФС в формировании глубокозалегающих нефтегазоносных резервуаров только возрастает, появляются новые типы скоплений УВ в породах кристаллического фундамента и вулканитах, в гипогенно-доломитизированных и травертиновых карбонатных телах [5, 6].

П**рипятский ареал нефтенакопления.** Припятский прогиб характеризуется асимметричным строением по всем геодинамическим и термобарическим, геоморфологическим и литологическим показателям: наиболее активным является Северный нефтегазоносный район, пассивными – считающиеся перспективными Центральный и Южный районы. В Северном районе открыто около 70 месторождений, в том числе значимые Речицкое, Тишковское, Осташковичское и Вишанское. Нефтяные месторождения образуют цепочку длиной 110 км вдоль Речицко-Вишанского горста. Залежи УВ содержатся в основном в подсолевых карбонатных (50 %) и межсолевых (36 %) комплексах пород.

Предполагаемый ареал нефтенакопления расположен в пределах Северного нефтегазоносного района между Северной прибортовой зоной и Червонослободско-Малодушинским горстом. Эндогенный режим по степени проявления глубинных факторов здесь значительно слабее, чем в Днепровском грабене, но и здесь установлены признаки современной геофлюидодинамической активности: относительный подъём Северного района, повышенные градиенты вертикальных движений на некоторых площадях, вариации гравитационного поля и геодинамических напряжений в литосфере, связанные с современными деформациями земной коры и миграцией глубинных флюидов.

Заключение. На основе анализа опубликованного геологического материала в Припятско-Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции выделены и описаны три ареала нефтегазонакопления с явными признаками их связи с «трубами» ГДЗ. Рассмотрены также СФС и их роль в формировании нефтегазоносных бассейнов. Исследования в этих направлениях весьма перспективны и их следует продолжить, что обещает крупные открытия и освоение в будущем богатейших, практически неисчерпаемых источников углеводородного сырья, связанных с коромантийными очагами генерации УВ.

Литература

1. *Айзберг Р.Е., Старчик Т.А.* Многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта // Литасфера. 2007. № 2 (27). С. 25–35.

2. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / Ред. Арсирий Ю.А., Витенко В.А., Палий А.М. и др. Киев: УкрНИГРИ. 1984. 190 с.

3. Атлас родовищ нафти і газу України. Східний нафтогазоносний регіон / Заг. ред. Іванюта М.М., Федишин В.О., Денега Б.І. та ін / УНГА. Львів, 1998. 1424 с. (три томи).

4. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность. Кабышев Б.П., Шпак П.Ф., Билык О.Д. и др. / Отв. ред. Шпак П.Ф. АН УССР, Ин-т геол. наук. Киев, Наукова думка, 1989. 204 с.

5. *Лукин А.Е.* Литогеодинамические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев: Наукова думка, 1997. 240 с.

6. *Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згонник В.А. и др.* Очерки дегазации Земли / Отв. ред. Шестопалов В.М. НАН Украины, Научно-инж. центр радиогидрогеоэкол. полигонных иссл. Ин-т геол. наук. Киев, 2018. 632 с.

Ю.Г. Кутинов[1], З.Б. Чистова, Т.Я. Беленович

Современная геодинамика Норвежско-Гренландского бассейна

Нами в данном исследовании рассматривались Исландско-Ян-Майенский (Колбейнсей) хребет, Ян-Майенская зона разломов, хребет Мона, хребет Книповича, Шпицбергенская зона разломов.

Для оценки геодинамического режима использовалась авторская разработка [1] по расчету векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений и комплекс экспериментальных и расчетных методов тензорного анализа и механики трещиноватых сред [2, 3].

С появлением новых данных о фокальных механизмах очагов землетрясений за период 1964–1991 гг. [5], появилась дополнительная возможность более детального анализа современной геодинамики земной коры запада Арктического срединно-океанического хребта. Применяя методику, изложенную в [1], было изучено пространственно-временное распределение векторов смещения горных масс в очагах землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ как по площади, так и по глубине.

Были построены карты распределения векторов смещения горных масс в очагах землетрясений со следующими периодами: 1964–1969,

[1] Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. ак. Н.П. Лаверова РАН; kutinov@ fciarctic. ru

1970–1975, 1976–1980, 1981–1985, 1986–1991 гг. по площади и глубине их распределения вдоль профилей (рисунок, А). В целом, вдоль профиля А-А′ исследовано 115 землетрясений, вдоль профиля В-В′ – 132 землетрясения. Нами были построены карты пространственного распределения векторов смещения горных масс в очагах землетрясений и выделены блоки одно- и азнонаправленных смещений и границы, разделяющие их (за каждый из вышеперечисленных периодов). Анализ карт показал, что векторы с течением времени на выделенных участках постоянно меняли направление. Стабильное (устойчивое) их направление установить во времени в одном и том же участке, даже в течение пятилетнего периода, не представлялось возможным. Изменение напряженно-деформируемого состояния земной коры в этих участках, вероятно, было таким сложным, что направление векторов постоянно азимутально менялось с NW на S и с NW на N. При сопоставлении направления векторов с простиранием отмеченных выше хребтов отчетливо видно, что последние ориентированы либо вдоль простирания хребтов, либо вкрест их. Последнее означает, что тип подвижек в очагах землетрясений в этих участках во времени постоянно менялся (сбросо-сдвиги менялись на взбросо-сдвиги и наоборот). Мозаичность в направлении векторов установлена практически вдоль всех рассмотренных нами структур Норвежско-Гренландского бассейна, что говорит о сложном и неустойчивом современном геодинамическом состоянии там земной коры в отличие от хребта Гаккеля [2]. Причем пространственно-временные закономерности смены напряженно-деформируемого состояния (в первую очередь из-за недостаточности исходных данных) на период настоящих исследований установить пока не представилось возможным, но оно существует – это установленный факт. Сильные землетрясения $M \geq 5{,}5$ происходили не на границах хребтов, а на границах разнонаправленных смещений векторов. Границы последних, вероятно, картируют в пределах хребтов блоки с разной геодинамической обстановкой, которая меняется во времени. Границы по профилю В-В′ ориентированы хаотично (вкрест, вдоль), по профилю А-А′ они более упорядочены и в основном вытянуты вдоль профиля, что говорит о том, что по профилю А-А′ (Шпицбергенская зона разломов и хребет Книповича) векторы не меняли ориентацию во времени и были разнонаправленны относительно осевой линии хребтов, представляя собой зону растяжения за исключением отдельных участков (рисунок, А), где они незначительно изменяли азимутальную ориентировку, при этом, не меняя вектор геодинамического режима в целом. В пределах профиля В-В′ (хребет Мона, Ян-Майенская зона разломов и Исландско-Ян-Майенский (Колбейнсей) хребет) картина резко отличается. Там наблюдаются границы разнонаправленных векторов, в геодинамическом плане

представляющие собой зоны сжатия и растяжения, сменяющие друг друга во времени и пространстве. Здесь же на схеме выделен участок (блок) пересечения границ разнонаправленных векторов (рисунок, А).

На рисунке, Б представлены карты распределения векторов смещения горных масс в очагах землетрясений с глубиной их залегания вдоль профилей А-А′ по периодам 1964–1969, 1970–1975, 1976–1980 и 1981–1985 г.г. (риунок, Б, а) и вдоль профиля В-В′ за 1986–1991 гг. (рис. 1, Б, б). Было установлено, что: 1) вдоль профиля А-А′ на глубинах 0–3, 10, 33 км (точность определения глубин – 5 км) во времени стабильно выделяется зона растяжения. И только за 1970–1975 гг. на глубине 33 км и отмеченных выше эпицентральных расстояниях вектор ориентирован веерообразно (т. е. круговое направление перемещения), что говорит о возможном наличии здесь кольцевой структуры; 2) вдоль профиля В-В′ такой стабильно устойчивой картины не наблюдается. За 1964–1969 гг. из-за малочисленности данных говорить о выделении зон сжатия и растяжения сложно. Начиная с 1970 г. такая возможность появилась, но из-за разброса эпицентров по глубине и точности их определения выделенные границы вызывают некоторые сомнения. Уверенно можно говорить лишь о границе на глубине 10 км (рисунок, Б, б), где за 1976–1991 гг. произошло 62 землетрясения из 132 произошедших за 1964–1991 гг. Отчетливо видно, что на эпицентральных расстояниях от 250 до 500 км вдоль профиля В-В′ эта граница представляет собой зону растяжения. Кроме того, на эпицентральных расстояниях от 300 до 450 км (разброс 50 км) выделяются участки, где векторы смещения горных масс в очагах землетрясений ориентированы веерообразно, и во времени их направление менялось от N против часовой стрелки.

Выводы:

За период (1964–1991 гг.) исследуемые структуры Норвежско-Гренландского бассейна характеризуются доминированием мелкофокусных землетрясений (h = 0–10 км).

В Шпицбергенской зоне разломов и хребте Книповича на глубинах 0–3, 10, 33 км вектора во времени не меняли свою ориентацию и были разнонаправлены относительно осевой линии хребтов, представляя собой зону растяжения. И только за период 1970–1975 гг. на глубине 33 км и отмеченных выше эпицентральных расстояниях – вектор ориентирован веерообразно (т.е., круговое направление перемещения), что говорит о существовании здесь кольцевой структуры.

Вдоль хребта Мона, Ян-Майенской зоны разломов и Исландско-Ян-Майенского (Колбейнсей) хребта – картина резко отличная от вышеописанной. Здесь границы разнонаправленных векторов, в геодинамическом плане представляющие собой зоны сжатия и растяжения, сме-

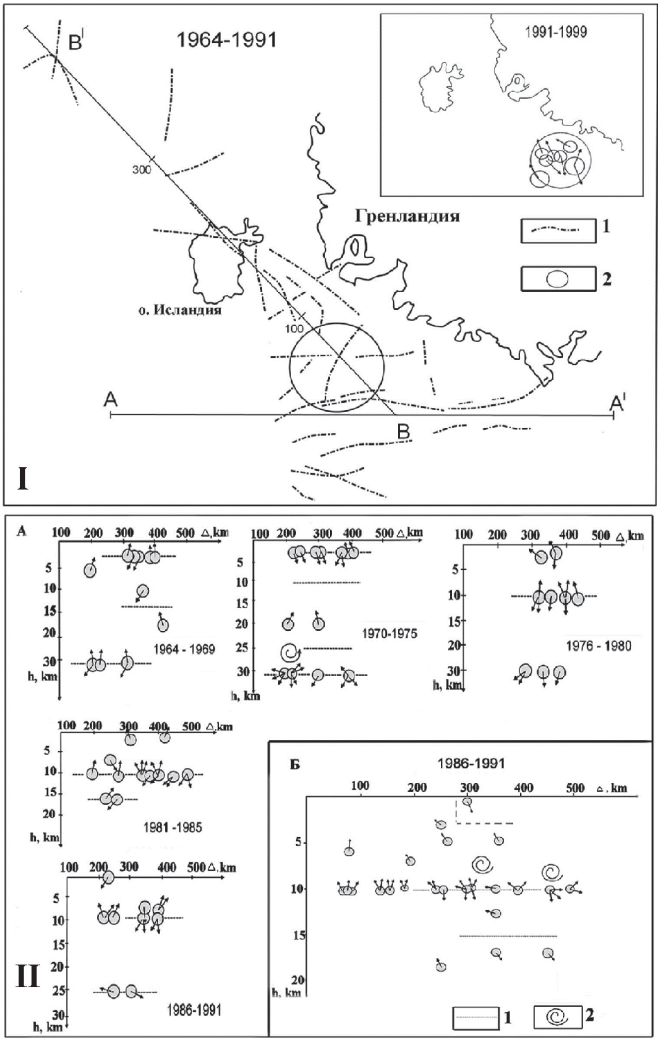


Рисунок. Геодинамический режим Норвежско-Гренландского бассейна

А – сводная схема границ разнонаправленных векторов смещений горных масс в очагах землетрясений за 1964–1991 гг. вдоль профилей А-А′ и В-В′: *1* – границы разнонаправленных векторов; *2* – участок (блок) пересечения границ разнонаправленных векторов;

Б – схемы распределения векторов смещений в очагах землетрясений с глубиной их залегания: а – вдоль профиля А-А′ за указанные периоды времени; б — вдоль профиля В-В′ за 1986–1991 гг.: *1* – вероятные границы раздела разнонаправленных векторов (либо зоны сжатия, либо растяжения), *2* – веерообразное (круговое) направление векторов смещения

няющие друг друга во времени и в пространстве. Здесь же на схеме выделен участок (блок) пересечения границ разнонаправленных векторов.

Возможно, такие особенности геодинамического режима связаны с расположением региона на границе Арктической геодинамической системы центрального типа в зоне ее сочленения с Атлантической геодинамической системой и тройным сочленением литосферных плит (Северо-Американской, Гренландской и Евроазиатской) [2]. Особенности функционирования Арктической системы достаточно подробно рассмотрены в работе Погребицкого Ю.Е. [4]. Вопрос этот нуждается в дальнейшем изучении с использованием комплекса геофизических материалов, имеющихся на настоящее время.

Исследование выполнено в ходе выполнения государственного задания ФГБУН ФИЦКИА РАН № гос. регистрации АААА-А18-118012390305-7; а также при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-60024 «Анализ состояния природной среды равнинных территорий Арктической зоны РФ с использованием геоинформационных технологий и цифрового моделирования рельефа».

Литература

1. *Беленович Т.Я.* Современная геодинамика Тянь-Шаня по сейсмологическим данным: Дис. ... д-ра геол.-мин. Наук. М.: МГУ, 1992. 291 с.

2. *Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я., Чистова З.Б.* Современная геодинамика Арктического нефтегазоносного супербассейна // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 9. С. 1307–1336.

3. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беленович Т.Я., Морозов А.Н.* Современная геодинамика хребта Гаккеля по сейсмологическим данным // Арктика: экология и экономика. 2016. № 4. С. 58–71.

4. *Погребицкий Ю.Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Совет. геология. 1976. № 12. С. 3–28.

5. The Advanced National Seismic System Catalog-ANSS. URL: http://www.ncedc.org/anss/.

Е.В. Кушманова[1]

Состав и геодинамические условия формирования кристаллических сланцев неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (Приполярный Урал)

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, расположенный на восточном склоне Приполярного Урала, выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50000 в 1981 г. [2]. С востока он ограничен Главным Уральским разломом от Олыся-Мусюрского габбро-гипербазитового массива, а с запада по Эрепшорскому разлому контактирует со средне-верхнерифейскими отложениями вулканогенно-осадочного керегшорского комплекса. На основании геологических данных комплекс был отнесен к палеопротерозойским образованиям [3]. В последнее время палеопротерозойский возраст пород комплекса подтвержден U-Pb (LA-ISP-MS) датированием метаморфогенных цирконов [5].

В составе неркаюского комплекса преобладают гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза: хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы [4].

Кристаллические сланцы комплекса слабо изменены метасоматическими преобразованиями. Поэтому химический состав основных петрогенных элементов был использован для определения материнских пород и геодинамических обстановок их формирования.

Согласно дискриминантному анализу [1] (дискриминантное значение находится в пределах 0.35–1.74) кристаллические сланцы являются первично осадочными породами.

По химическому составу гранат-слюдяные кристаллические сланцы разделяются на 2 группы. Концентрация основных элементов 1 группы варьируется в следующих интервалах (в вес. %): SiO_2 70.03–77.22; Al_2O_3 9.53– 13.22; TiO_2 0.63–1.00; Fe_2O_3t 4.29–6.66; MnO 0.04–0.10; CaO 0.49–2.58; MgO 1.35– 2.63; Na_2O 1.28–2.85; K_2O 0.31–1.60; P_2O_5 0.06–0.11. Химический состав 2 группы имеет следующие значения (в вес. %): SiO_2 59.54–66.68; Al_2O_3 15.93–17.64; TiO_2 0.70–1.07; Fe_2O_3t 6.89–8.12; MnO 0.04–0.34; CaO 0.85–2.61; MgO 2.12–3.31; Na_2O 2.00–4.13; K_2O 1.68–2.46; P_2O_5 0.07–0.48. На классификационной диаграмме Хиррона [8] (в координатах $[\log(SiO_2/ Al_2O_3)]$–$[\log(Na_2O/K_2O)]$) 1 группа

[1] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; e.v.kushmanova@mail.ru

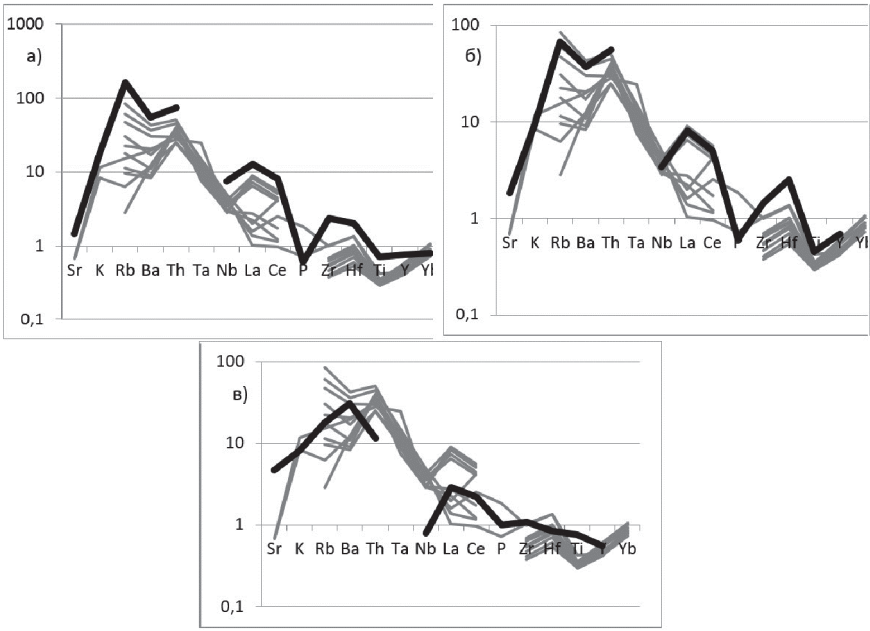


Рис. 1. Распределение редких элементов в кристаллических сланцах неркаюского комплекса, нормализованных относительно N-MORB [10], в сравнении со спектрами редких элементов: а) граувакк океанической островной дуги (OIA) [7]; б) граувакк континентальной островной дуги (CIA) [7]; в) постархейских глинистых сланцев (PAAS) [6]. Примечание: тонкие линии – составы кристаллических сланцев неркаюского комплекса, толстые линии – граувакки различных обстановок

относится к железистым песчаникам (один образец – в поле литита), 2 группа – к тонкозернистым образованиям (аргиллитам или алевролитам).

На диаграммах для определения геодинамических обстановок Бхатия [7], (в координатах [Th]–[La] и [Th]–[La]–[Sc]) отчетливо прослеживается 2 группы фигуративных точек: одна группа попадает в поле континентальных островных дуг, другая – практически не попадает в поле океанической островной дуги, но находится очень близко. На другой диаграмме Бхатия [7] (в координатах [Sc/Cr]–[La/Y]) также отмечается четкое разделение фигуративных точек на 2 группы, одни из которых попадают в поле океанической островной дуги (лишь одна фигуративная точка в поле континентальной островной дуги), другие – тяготеют и к пассивной, и к активной континентальной окраине. На еще одной

диаграмме Бхатия [7] (в координатах [Fe_2O_3t+MgO]–[TiO_2]) точки составов пород находятся в пределах океанической и континентальной островной дуге. На диаграмме Круненберга [9] (в координатах [K_2O+Na_2O]–[SiO_2/20]–[TiO_2+Fe_2O_3t+MgO]) также точки разделены на 2 группы: одни из них попадают в поле островных дуг, другие – в область пассивной континентальной окраины.

Дополнительно был построен мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев в сравнении со спектрами граувакк континентальных островных дуг (CIA), граувакк океанических островных дуг (OIA) и континентальных глинистых сланцев (PAAS), соответствующих среднему составу верхней континентальной коры. Судя по спектру (рисунок) можно судить о схожести исследуемых кристаллических сланцев с химическими составами граувакк континентальных островных дуг.

В ходе проведенных исследований установлено, что протолитами кристаллических сланцев неркаюского комплекса являлись осадочные образования – железистые песчаники и тонкозернистые образования. Протолиты находились в одной геодинамической обстановке, однако разделение точек составов на идентификационных диаграммах на 2 группы может указывать на различные источники сноса, связанные с континентальной окраиной и островной дугой. Отсутствие аркозов среди протолитов кристаллических сланцев, а также схожесть геохимического состава изучаемых пород с составом граувакк континентальных и океанических островных дуг, позволяет предположить, что осадки, возможно, формировались в задуговом бассейне.

Литература

1. *Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

2. *Пыстин А.М., Казак А.П., Чернышев Ю.А.* Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 3. С. 346–353.

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

4. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В.* Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 11. 2014. С. 14–19.

5. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И., Панфилов А.В., Потапов И.Л.* Возраст протолитов и геохронология метаморфизма Неркаю-

ского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 96–107.

6. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

7. *Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.

8. *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58. P. 820–829.

9. *Kroonenberg S.B.* Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments // Proceedings of the 29th International Geological Congress, 1994.

10. *Tarney J., Saunders A.D., Mattey D.P., Wood D.A., Marsh N.G.* Geochemical aspects of back-arc spreading in The Scotia Sea and western Pacifik // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 300. 1981. P. 263–285.

А.В. Латышев[1, 2], В.С. Чмерев[1], В.А. Зайцев[3], Н.В. Сальная[2]

Реконструкция направлений транспорта магмы при внедрении пермо-триасовых интрузий долины р. Котуй по данным анизотропии магнитной восприимчивости

Продукты пермо-триасовой магматической активности в долине р. Котуй представляют собой две контрастные по составу группы: толеитовые базальты, петрохимически близкие к основной массе пород Сибирской трапповой провинции, и щелочные ультраосновные породы, практически отсутствующие в других районах Сибирской платформы. Вулканогенный разрез долины р. Котуй начинается с щелочных ультраосновных вулканитов: туфов хардахской и лав арыджангской свит, которые характеризуются крайне ограниченным распространением только в этом районе. Стратиграфически выше залегают базальты онкучакской свиты, которые протягиваются полосой северо-восточного простирания вдоль южной границы Енисей-Хатангского бассейна. К югу от поля вулканитов распространены интрузивные тела, секущие отложе-

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anton.latyshev@gmail.com
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[3] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия

ния чехла Сибирской платформы: многофазные кольцевые плутоны (Кугда и Одихинча), а также пространственно приуроченные к ним рои радиальных и параллельных даек, что указывает на существенно более широкую область проявления пермо-триасового щелочного вулканизма. Современные прецизионные определения U-Pb возраста по вулканитам арыджангской свиты, а также карбонатитам Гулинского плутона в долине р. Маймечи, свидетельствуют в пользу формирования всего вулканогенного разреза рассматриваемого региона около границы перми и триаса 252–250 млн лет назад [2], хотя продолжительность сопутствующего интрузивного магматизма до сих пор не выяснена. Также дискуссионной является последовательность формирования дайковых комплексов разного состава и многофазных кольцевых массивов и их корреляция с вулканитами, равно как и исходный объем продуктов вулканизма, ныне уничтоженных эрозией.

В настоящей работе представлены первые результаты реконструкции направлений движения магматического расплава при формировании интрузий долины р. Котуй по данным измерения анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ), а также обсуждается значение этих результатов для восстановления эволюции магматизма региона. Нами были опробованы 11 даек к западу от массива Кугда, секущие среднекембрийские доломиты. Большая часть даек сложена щелочными лампрофирами или меланефелинитами, по петрографическому составу близкими к лавам арыджангской свиты, распространенной севернее. Дайки субвертикальны, 9 из них обладают субширотным простиранием, оставшиеся 2 – северо-восточным.

Отбор образцов осуществлялся с помощью портативной буровой установки Pomeroy Ltd, их ориентация в пространстве – магнитным и солнечным компасом. Из каждой дайки (палеомагнитного сайта) было отобрано от 10 до 18 образцов, по возможности образующих профиль вкрест простирания тела. Измерения магнитной восприимчивости проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН на каппометре MFK-1FA компании AGICO. Обработка измерений выполнялась в программе Anisoft 5 (AGICO) с использованием статистических методов, описанных в работах [4]. Направление движения расплава определялось по ориентировке максимальной оси K1 эллипсоида АМВ, в тех случаях, когда она лежит в плоскости интрузии (более подробное описание используемых нами подходов см. в работе [1]).

В большинстве исследованных даек породы обладают относительно низкой корректированной степенью анизотропии $P_j<1.06$, что считается типичным для базитов первично магматической магнитной текстуры (например, [6]). В 2 телах из 11 зафиксирован так называемый «нор-

мальный» тип магнитной текстуры (N-тип), при котором минимальная ось эллипсоида АМВ К3 перпендикулярна контакту дайки, а две другие лежат в плоскости интрузии (таблица). В таком случае ориентировку максимальной оси эллипсоида К1 принято интерпретировать как соответствующую направлению течения магматического расплава. В 6 сайтах был обнаружен промежуточный тип магнитной текстуры (I-тип), при котором перпендикулярной контакту является средняя (К2) ось эллипсоида. При этом в трех из тел с I-типом эллипсоида субвертикально ориентирована минимальная ось К3, а в остальных дайках – максимальная ось К1.

Наконец, еще три сайта характеризовались более сложным распределением осей, демонстрируя различный тип эллипсоида в зависимости от расстояния до контактов тела. Как правило, в эндоконтактовых частях этих интрузий максимальная ось К1 располагается в плоскости дайки, что отвечает N- или I-типу, а во внутренней части тела наблюдается R-тип магнитной текстуры, при котором ось К1 перпендикулярна плоскости дайки. В дайках с таким распределением осей для реконструкции направления транспорта магмы были использованы образцы из краевых частей.

Проблема интерпретации аномальной магнитной текстуры (в нашем случае – I-типа) постоянно возникает при анализе данных по АМВ. Для объяснения I-типа эллипсоида в плоскостных магматических телах наиболее распространены 2 версии: 1) наложение «нормальной» и «обратной» магнитной текстур (N- и R-тип), которые контролируются соответственно многодоменными и однодоменными частицами магнетита [3]; и 2) вертикальное сжатие при остывании статичной магматической колонны после внедрения даек в обстановке горизонтального растяжения [5, 6]. Что касается первой версии, то, хотя на данный момент у нас нет данных по доменному составу магнитной фракции, следует отметить, что эта модель предсказывает существенно низкую степень анизотропии по сравнению с N- и R-типами эллипсоида, что явно противоречит нашей ситуации: именно дайки с I-типом магнитной текстуры демонстрируют наивысшие значения параметра Pj (таблица). Вторая версия на данный момент удовлетворительно объясняет магнитную текстуру в тех сайтах I-типа, где минимальная ось К3 является субвертикальной. Таким образом, и в этих телах мы использовали ориентировку максимальной оси К1 для восстановления направления течения магмы.

Анализ ориентировок максимальной оси К1 показал, что в 8 случаях из 11 она погружается на запад, как правило, под пологими углами до 25°. Это отвечает латеральному движению магмы с запада на восток. Исключение составляют три дайки с субвертикальной ориентировкой максимальной оси (I-тип). Следует отметить, что все эти дайки являют-

Таблица. Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости. Аз пр – азимут простирания дайки; n – количество образцов, использованных при расчете; N – общее количество образцов; T – параметр формы эллипсоида; Pj – корректированная степень анизотропии; D, I – склонение, наклонение осей эллипсоида; K1, K2, K3 – максимальная, средняя, минимальная оси эллипсоида. Типы эллипсоида AMB: N – нормальный, I1 – промежуточный с крутой осью K3, I2 – промежуточный с крутой осью K1, M – смешанный

сайт	Аз пр	Тип AMB	n	N	T	Pj	K1		K2		K3	
							D	I	D	I	D	I
18_1	272	M	6	11	0.238	1.057	305.9	54.2	193.2	15.5	93.4	31.4
18_2	42	M	9	18	-0.153	1.029	213.3	8.9	325	67	119	21
19_1	277	M	5	17	0.139	1.049	245	35	87.2	53	342.8	10.6
19_2	285	I2	6	10	-0.361	1.04	307.6	81.8	204.6	1.8	114.4	7.9
19_3	287	I2	11	11	0.325	1.06	22.1	65.3	206.6	24.6	115.8	1.7
19_4	277	I1	12	12	-0.029	1.065	274	22.2	178.2	13.9	58.5	63.4
20	280	N	7	10	0.091	1.037	260	19.2	147.1	48.2	4.4	35.4
21	280	I1	10	12	0.072	1.078	274.7	19	8	9.5	123.2	68.6
22_1	296	I2	8	10	0.107	1.041	344.8	86.9	198.7	2.6	108.6	1.7
22_2	292	I1	9	11	-0.138	1.137	103.9	4.9	195.1	13.4	354.2	75.7
22_3	57	N	6	11	0.031	1.097	243	24	117.1	52.8	345.9	26.6

ся относительно маломощными и не прослеживаются на большие расстояния, поэтому могут представлять собой апофизы более крупных тел, по которым осуществлялся латеральный транспорт магмы.

Идея о внедрении магмы с запада на восток, очевидно, указывает, что опробованные нами дайки не имеют непосредственной связи с расположенным в 8 км восточнее массивом Кугда. Внедрение этих тел происходило от магмоподводящего центра, который располагался к западу (в современных координатах) от р. Котуй и не совпадает ни с одним из крупных интрузивных массивов. Сходство петрографического состава даек с вулканитами арыджангской свиты на данный момент позволяет предположить, что внедрение этих тел отвечает арыджангскому этапу магматизма в Маймеча-Котуйском районе, тем самым указывая на существенно большую площадь проявления этого магматического события, чем известно на данный момент. Дальнейшие палеомагнитные и петромагнитные исследования интрузивных тел долины р. Котуй призваны подтвердить или опровергнуть эту версию.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 18-35-20058, 18-05-70094, 17-05-01121.

Литература

1. *Латышев А.В., Ульяхина П.С., Веселовский Р.В.* Реконструкция движения магмы в пермо-триасовых интрузиях Ангаро-Тасеевской синеклизы (Сибирская платформа) по данным анизотропии магнитной восприимчивости // Геология и геофизика, 2019. Т. 60. №4. С. 472–488. Doi: 10.15372/GiG2019029.

2. *Burgess S.D., Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Sci. Adv. 2015. V. 1. № 7. e1500470, doi: 10.1126/sciadv.1500470.

3. *Ferre E.C.* Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. doi: 10.1029/2001GL014367.

4. *Jelínek V., Kropáček V.* Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measures on groups of specimens // Studia Geophisica et Geodetica. 1978. V. 22. P. 50–62.

5. *Park J.K., Tanczyk E.I. Desbarats A.* Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P.13689–13704.

6. *Raposo M.I.B., Ernesto M.* Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow directions // Phys. Earth Planet. Int. 1995. V. 87. P. 183–196.

И.Е. Лебедев[1, 2], О.И. Усанова[1], Т.И. Фадеева[1], А.М. Пасенко[1], Д.А. Гаврюшкин[1]

Новые палеомагнитные данные по Центрально- и Восточно-Чукотским сегментам Охотско-Чукотского вулканического пояса

Охотско-Чукотский пояс (ОЧВП) является уникальным по масштабам вулканическим объектом, который формировался в широком интервале времени с апта (K_1) по сеноман (K_2) [2]. Также ОЧВП отличается достаточно низкой палеомагнитной изученностью, что в первую очередь связано с его плохой транспортной доступностью. Поэтому целью данной работы является получение надежных палеомагнитных данных, которые могут подтвердить или опровергнуть существующие модели эволюции данного региона.

В данной работе представлены результаты работ двух полевых отрядов, работавших в Центрально-Чукотском и Восточно-Чукотском сегментах ОЧВП. Первый отряд работал в районе п. Билибино и месторождения Купол. Данным отрядом были опробованы разрезы вулканических пород в районе оз. Раучуа (67.8° 168.9°), низовьев р. Тимофеевка (66.9 170.3°), верховьев р. Угаткин (67.2° 171°) и рядом с месторождением Купол (66.8° 169.8°). Второй отряд работал вдоль дороги Певек-Эгвекинот: рядом с р. Паляваам (68.5° 174.5°), также были опробованы два разреза рядом с месторождением Валунистое (66.3° 177.5° и 66.4° 177.6°) и два около пос. Эгвекинот (66.5° 179.3° и 66.3° 179.2°) (рис. 1). В каждом разрезе было отобрано от 8 до 31 отдельных вулканических потоков, которые выделялись в первую очередь по геоморфологическим признакам. В каждом потоке (сайте) отбиралось от 10 до 20 ориентированных образцов.

Исследуемые разрезы представлены вулканическими породами различного генезиса и кремнекислого состава. Тем не менее, преобладают лавы и туфы среднего состава. Несмотря на то, что разрезы расположены в пределах разных свит [1], изотопные данные U-Pb по циркону имеют близкие значения [2–4].

Точка в районе оз. Раучуа – единственная расположенная вне ОЧВП. Она находится в пределах Тытыльвеемской впадины, которая представлена вулканитами, схожими по составу с породами ОЧВП, но имеет более древний аптский возраст (121–118 млн лет) [3]. Также, в отличие

[1] Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия; lebedev232@ya.ru
[2] МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия

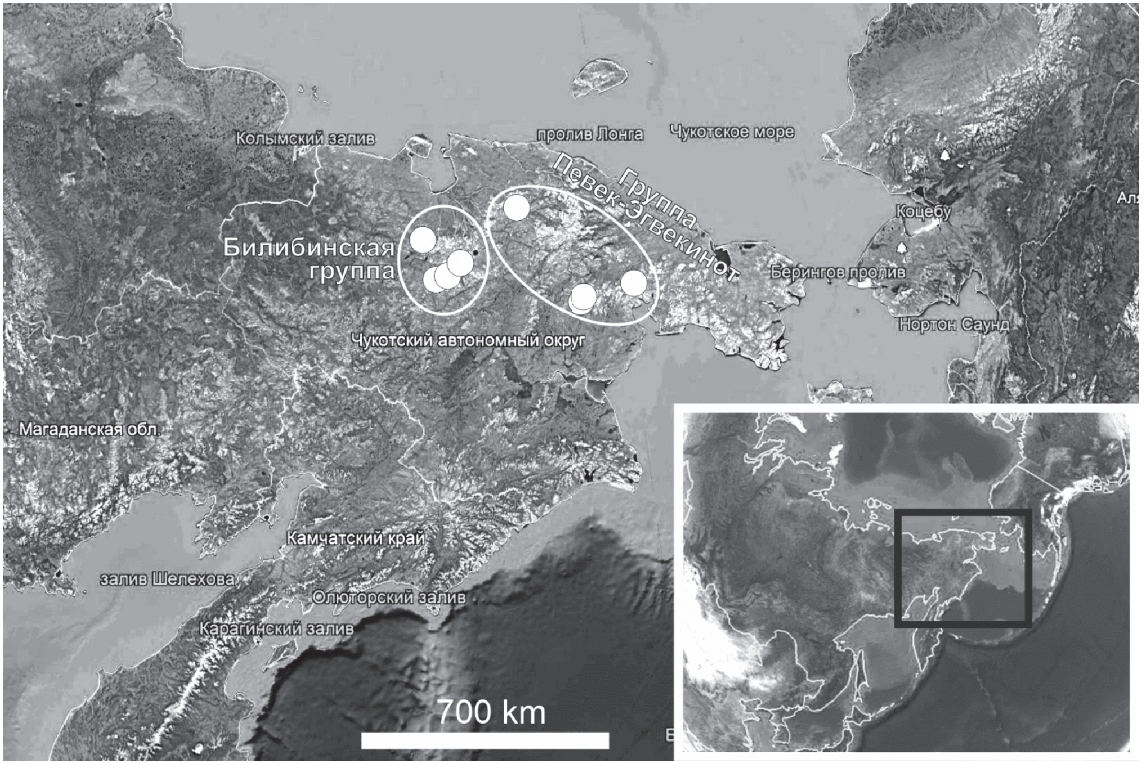


Рис. 1. Космический снимок с расположением точек отбора образцов

от ОЧВП, вулканиты, слагающие Тытыльвеемскую впадину, подвержены складчатым деформациям, из-за чего породы в районе отбора, имеют падение в южном направлении с углами 20–40° [3].

Остальные точки расположены в разных частях ОЧВП. Разрезы в районе р. Паляваам и п. Эгвекинот датируются коньякским веком (89–87 и 89–86 млн лет соответсвенно). Точки возле рек Тимофеевка, Угаткин и месторождения Купол имеют коньяк-сантонский возраст (88–84 млн лет). Самые молодые опробованные породы в районе месторождения Валунистый имеют сантон-кампанский возраст (83 Ма) [2, 4].

Породы ОЧВП, как правило, не несут значимых следов тектонических деформаций, за исключением кальдерной тектоники [2]. Однако наличие или отсутствие существенных тектонических движений остается дискуссионным. В опробованных нами обнажениях геологических признаков деформаций замечено не было. Впрочем, чаще всего даже определение элемента залегания вулканических пород в данных обнажениях было крайне затруднительно. В данном исследовании мы исходим из предположения, что существенной тектонической активности в районе наших работ не происходило, а иногда наблюдаемое моноклинальное залегание пород отражает элементы палеорельефа, а не вторичные деформационные процессы.

Нами были произведены комплексные исследования петромагнитного состава, анизотропии магнитной восприимчивости и направлений векторов естественной остаточной намагниченности вулканических потоков ОЧВП.

В ходе изучения анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) была установлена корреляция между направлениями главных осей магнитной восприимчивости с предполагаемым субгоризонтальным залеганием тел. На большинстве объектов ОЧВП наблюдается N-тип AMS, то есть минимальная ось направлена перпендикулярно предполагаемому залеганию потоков, а магнитная текстура имеет плоскостной вид. Наличие такой магнитной текстуры позволяет уточнить залегание вулканических потоков, особенно в отсутствие других геологических наблюдений. Кроме того, различные значения объемной магнитной восприимчивости и других параметров AMS могут быть использованы как дополнительный признак для разделения монотонной туфо-лавовой толщи на отдельные потоки.

По предварительным результатам ступенчатых магнитных чисток переменным полем и температурой был получен предварительный геомагнитный полюс (Ch1) для пород, отобранных у р. Паляваам (89–87 Ма) (рис. 2). В ходе сравнения его положения с референтными кривыми для Северной Америки и Евразии [5, 6] было установлено значительное отклонение полюса. Это может говорить о том, что со времени форми-

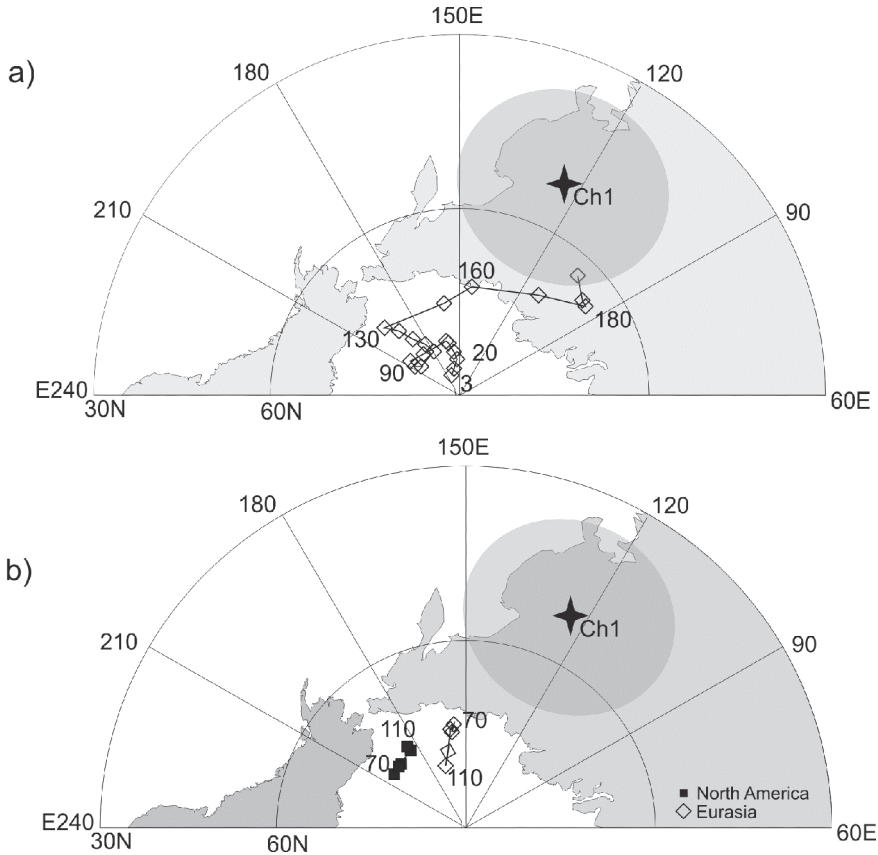


Рис. 2. Положение полученного геомагнитного полюса Ch1 в сравнении с референтными кривыми по Северной Америки и Евразии: a – сравнение с кривой Courtillot and Besse [5], b – с кривой Torsvik et al. [6]

рования этих пород террейн, к которому они относятся, мог испытывать некоторое вращение относительно этих двух крупных плит.

Данные результаты являются предварительными и сделаны по пилотной коллекции образцов. На докладе будут представлены результаты обработки полной коллекции палеомагнитных образцов ОЧВП.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 19-47-04110.

Литература

1. *Малышева Г.М., Исаева Е.П., Тихомиров Ю.Б., Вяткин Б.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 226 с.

2. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма: дисс… докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2018.

3. *Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э.* Постколлизионный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.

4. *Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В.* Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 67–81.

5. *Besse J., Courtillot V.* Correction to ``Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr'' // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. 10.1029/2003JB002684.

6. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U. et al.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. Is. 3–4. P. 325–368.

Н.М. Левашова[1], И.В. Голованова[2], С.В. Рудько[1], К.Н. Данукалов[2], Д.В. Рудько[3], Р.Ю. Сальманова[2]

Сколько может быть состояний у магнитного поля Земли?

Принято считать, магнитное поле Земли может находиться в двух состояниях: квазистабильном, которое в первом приближении описывается как поле осевого центрального диполя и в состоянии инверсии – перехода от квазистабильного состояния одной полярности к квазистабильному состоянию другой полярности. Обычно полярность магнитного поля меняется каждые несколько сотен тысяч лет. Полагают [2],

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия
[3] Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

что максимальная частота инверсий в фанерозое может достигать 8–10 инверсий за млн лет, но большинство исследователей придерживаются более консервативной оценки – 4–6 инверсий за млн лет. Иногда полярность не меняется несколько миллионов лет. Известны в истории Земли и периоды, когда полярность магнитного поля сохранялась неизменной более десяти миллионов лет – так называемые «суперхроны».

В последние 10–15 лет стали появляться работы, в которых показано существование периодов со значительно более высокой частотой инверсий в докембрии, например, в верхнем рифее и в терминальном эдиакарии [1, 5] и возникла гипотеза о возможности существования третьего, «гиперактивнго», состояния магнитного поля.

Изучение характеристик геомагнитного поля вблизи границы докембрия и палеозоя началось с исследований разреза ергинской свиты котлинского горизонта верхнего венда в районе Зимнего Берега Архангельской области. В нижней части изученного разреза присутствуют пепловые прослои, датированные 550±4.6 млн лет [5]. Здесь в единой последовательности глинисто-песчаных отложений мощностью 90 м на р. Золотица, а также в скважине «Верхотина» было обнаружено 27 инверсий магнитной полярности [5]. Хотя необычно большое число геомагнитных инверсий в непрерывном разрезе относительно небольшой мощности было отмечено, никаких предположений о причине их аномально высокой частоты выдвинуто не было.

В 2016 году вышла статья [1], где были представлены результаты палеомагнитных исследований красноцветных пород зиганской свиты на Южном Урале. Возраст этой свиты был определен по цирконам из туфового прослоя как 547 ± 3 млн лет. Чуть более 100 метров разреза было опробовано очень детально, и было обнаружено более 30 инверсий. Это заставило предположить, что в конце эдиакария был интервал времени, когда частота инверсий составляла 20–30 за млн лет.

Гипотеза, что магнитное поле в конце эдиакария было гиперактивным вызвала резонанс как в геологическом, так и в биологическом научном сообществе. Однако эта интригующая гипотеза оказалась весьма уязвимой, поскольку у авторов не было возможности хоть с какой-то достоверностью определить длительность накопления изученного разреза. Понятно, что достоверность предположений о частоте инверсий полностью зависит от достоверности определения длительности изученного интервала времени. В [1] оценка длительности осадконакопления свелась к следующему: раз не известны случаи накопления подобных осадочных пород со скоростью хотя бы 5 см за тысячу лет (50 м за млн лет), то и изученные 100 м алевропесчаников никак не могли накапливаться дольше, чем 1–2 миллиона лет. При такой оценке частота инверсий составляет, примерно 20–30 инверсий за млн лет, что в два-три раза

больше, чем самая высокая частота инверсий, обнаруженная в фанерозое. Именно в процессе изучения этого феномена возникла гипотеза о «гиперактивном» состоянии магнитного поля на границе докембрия и палеозоя [3].

Чтобы более обосновано судить о частоте инверсий геомагнитного поля в терминальном эдиакарии было проведено детальное циклостратиграфическое изучение того же разреза зиганской свиты. Сравнение результатов циклостратиграфических исследований с магнитостратиграфической колонкой, полученной в [1] дало возможность достоверно оценить частоту инверсий в верхнем эдиакарии и проверить состоятельность концепции «гиперактивного» поля.

Циклостратиграфический метод заключается в использовании обладающих известной периодичностью астрономических циклов для датирования и интерпретации осадочной летописи. Наиболее важными из таких циклов являются циклы Миланковича, возникающие в результате периодических изменений орбиты Земли и оси ее вращения. Эти циклы имеют периоды от 20 до 400 тыс. лет. Благодаря связи между инсоляцией Земли и астрономическими характеристиками, циклы Миланковича воплощаются в климатические, океанографические и биологические флуктуации, которые потенциально могут регистрироваться в геологической летописи.

Для выявления орбитальной цикличности в породах зиганской свиты было проведено послойное измерение параметра магнитной восприимчивости.

Циклостратиграфический анализ вариаций магнитной восприимчивости по методу multi-taper показал, что в изученном разрезе наблюдаются циклические вариации этого параметра с различными периодами, и их можно сопоставить с циклами Миланковича. Рассчитанная на основе выявленных циклов Миланковича длительность накопления опробованной толщи составила около 1.6 млн лет, а средняя продолжительность одной зоны магнитной полярности около 80 тыс. лет. Соответственно, частота инверсий в интересующем нас интервале времени составляет 19–20 инверсий за млн лет, что в два–три раза больше чем максимальная известная ранее частота инверсий [2]. Любопытно, что полученные количественные оценки неплохо совпадают теми, которые чисто умозрительно были сделаны в [1].

В 2016 году мы считали обнаруженный период гиперактивности поля в конце эдиакария уникальным и даже выдвигали предположения о том, что резкое увеличение инсоляции Земли во время гиперактивности поля могло стать триггером для так называемого «котлинского кризиса» (550–542 млн лет (?)), когда произошло несколько эпизодов вымирания биоты [3].

Однако в сентябре этого года на семинаре в Борке В.Э. Павлов доложил, что в Сибири, на реке Хорбусуонка, ими был изучен разрез красноцветов майского яруса (500–504 млн лет), где частота инверсий у них составляет 26 за 1 млн лет. Сколь-нибудь надежных обоснований длительности накопления изученного разреза у них нет, но все равно эти исследования дают веские основания предполагать, что в верхнем кембрии также имел место период гиперактивности поля.

Более того, еще в 2010 году вышла статья Павлова и Гале где показано, что в 100 м разреза верхнерифейских известняков катавской свиты они обнаружили около 30 инверсий. Этим летом мы провели сверхдетальное палеомагнитное и циклостратиграфическое опробование разреза катавской свиты. Вполне вероятно, что обнаружится, что в верхнем рифее также был период гиперактивности поля.

Понятно, что если буквально за последние 10 лет было обнаружено 3 интервала времени, когда магнитное поле Земли было, скорее всего, гиперактивным, велика вероятность что были и другие, пока неизвестные нам периоды гиперактивности поля. И если быть очень смелыми, то можно предположить, что в инверсионном процессе существует не два, а три рабочих режима, а именно:

1) нормального инверсионного режима, когда распределение геомагнитных инверсий описывается случайным стационарным процессом с частотой инверсий порядка 3 инверсий за 1 млн лет;

2) неинверсионного “суперхронного” режима, для которого свойственно существование длительных интервалов времени без инверсий;

3) гиперактивного инверсионного режима, характеризующегося крайне высокой частотой геомагнитных инверсий.

Литература

1. *Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M*. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 435. P. 124–135.

2. *Biggin A.J., Steinberger B., Aubert J. et al*. Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes // Nat. Geosci. 2012. V. 5. P. 526–533.

3. *Meert J. G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Ed Landing*. Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // Gondwana Research. 2016.
V. 34. P. 149–157.

4. *Pavlov V., Gallet Y.* Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010. V. 11. Q01Z10.

5. *Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendrian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White sea, Russia // Russ. J. Earth Sci. 2005. V. 7. N 2. P. 1–29.

С.П. Левшунова[1]

Неотектонические аспекты нефтегазоносности юго-востока Восточно-Европейской платформы

Юго-восток Восточно-Европейской платформы, занимаемый Южно-Предуральской нефтегазоносной областью Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, граничит с Предуральским прогибом и Прикаспийской впадиной и является тектонически напряженным регионом. Большие глубины залегания нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных комплексов пород повышают значимость неотектонических аспектов прогноза нефтегазоносности данного района. В данной работе впервые рассмотрено влияние неотектоники на его нефтегазоносность.

Интенсивность современных напряжений на Урале достаточно велика. По историческим данным за период с 1800 до 1900 года тектонические землетрясения с проявлениями на поверхности в 6 баллов и выше по Международной шкале балльности происходили, по крайне мере, 5–6 раз и продолжают инструментально фиксироваться до настоящего времени [2]. Большинство их сосредоточено в пределах Среднего и Южного Урала. По глубинам известные гипоцентры, в основном, приурочены к верхней части земной коры (до глубин 5–10 км), хотя отмечаются и более глубокие события (до 20–30 км и более). По данным анализа новейшей тектоники и сейсмичности Западно-Уральского региона группа землетрясений (в количестве 33) располагается в непосредственной близости от активных в новейшее время глубинных разломов, ограничивающих западный борт Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской складчатой зоны. Вместе с тем, для краевой складчатой зоны Урала характерно широкое развитие складчатых и разрывных нарушений надвигового типа с большой стратиграфической амплитудой и значительным горизонтальным перемещением блоков [1, 2].

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ) ВНИГНИ), Москва, Россия

В разрезе подсолевых палеозойских отложений в регионе выделяется несколько нефтегазоносных комплексов: нижне-среднедевонский, франско-турнейский, визейский, окско-башкирский, верейский, средне-верхнекаменноугольный, нижнепермский. Кроме того, нефтегазопроявления обнаружены в ордовикских, силурийских, нижнедевонских и верхнепермских отложениях. В качестве нефтегазопроявлений рассматривались непромышленные притоки нефти и газа, пленки нефти, пятна и выпоты нефти в породах, повышенные газопоказания при газовом каротаже и т.д. Непосредственно в самой южной оконечности Предуральского краевого прогиба в Мраковской депрессии в качестве основных продуктивных пластов рассматривают башкирские (газ и конденсат) и нижнепермские отложения (нефть, газ и конденсат). Тем не менее, распространение нефтегазоматеринских пород прогнозируется здесь и в еще не вскрытых бурением нижележащих отложениях. Это аргиллиты и глинистые известняки нижнего и среднего девона, доманикиты и доманикоиды франа–турне, аргиллиты нижнекаменноугольного возраста. Особого внимания в этом отношении заслуживают силурийские отложения, поскольку в них в юго-западной части Предуральского прогиба открыта огромная жила твердых битумов (керитов) – Сакмарска . Эти битумы Сакмарского аллохтона, согласно проведенным исследованиям [3], начали формироваться в среднем карбоне. В начальную стадию орогенических движений на Урале в процессе горизонтальных подвижек происходило складкообразование, формирование трещинных и трещинно-поровых коллекторов, обеспечивших пути миграции нефти. В период движений по надвигам во фронтальной части некоторых из них шло разрушение ранее сформированных нефтяных залежей. В период ослабления тангенциального сжатия возникали крупные открытые трещины, заполнявшиеся нефтью, преобразовывавшейся в этих условиях в жильные битумы. Последние формировались за счет выхода нефтесодержащих пород в зону гипергенеза. Подтверждением высоких нефтематеринских свойств силурийских отложений данного региона служит анализ образца кремнисто-глинистой углеродистой породы из обнажения Южного Урала, любезно переданный нам В.М. Горожаниным и проанализированный в лабораторях ФГБУ «ВНИГНИ». Он содержит вкрапления и прожилки ОВ в субкларковых концентрациях. Значение пика S2 свыше 4 мг/г Сорг (пиролиз) указывает на его удовлетворительные (приближающиеся к хорошим) нефтематеринские свойства. Степень катагенетической превращенности этого ОВ высокая, однако по направлению к платформе она будет снижаться. В этом же образце в шлифе выявлена открытая трещина размером 0.005 мм, не заполненная вторичными новообразованиями, что указывает на ее молодой (скорее всего – современный) возраст. Как уже

указывалось, поставщиками углеводородов, кроме ОВ силурийских отложений, в данном районе являются также и вышележащие нефтематеринские породы в палеозойском комплексе.

При выявлении особенностей нефтегазоносности юго-восточной части Восточно-Европейской платформы учитывалась связь с палеотектонической активностью, обусловившей как зональную смену термодинамического режима при преобразовании ОВ, так и создание эрозионных поверхностей и разрывных нарушений, облегчающих миграцию углеводородов. Кроме того, проведенными исследованиями установлено, что современная нефтегазоносность рассматриваемой территории связана также с распределением современных тектонических напряжений и сейсмической активностью на Урале и в Предуралье. Проанализированное распределение эпицентров землетрясений [1, 2], а также сейсмоактивных зон, размещенных, в основном, в межблоковых системах, установило, что эти межблоковые системы на современном этапе тектонического развития находятся в стадии растяжения. Таким образом, возникают субвертикальные высокопроницаемые зоны трещинных дислокаций, по которым происходит проникновение в осадочную толщу высокоэнтальпийных глубинных флюидов. Эти высокоэнтальпийные флюиды принимают участие в нефтегенерационных процессах путем термолиза исходного ОВ. Субвертикальные трещинные зоны, обновленные на неотектоническом этапе развития, могут являться благоприятными путями для вертикальной миграции не только для глубинных тепломассоносителей, но и для углеводородов из глубокопогруженных нефтематеринских пород в силуре, нижнем и среднем девоне, доманике в вышележащие каменноугольные и нижнепермские отложения в юго-восточной оконечности Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. *Блинова Т.С., Маловичко А.А.* Сейсмичность и сейсмическое районирование Западно-Уральского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. С. 83–90.

2. *Кашубин С.Н.* Связь аномалий сейсмической анизотропии с распределением тектонических напряжений и сейсмической активностью на Урале // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. С. 14–18.

3. *Соловьев Б.А., Левшунова С.П.* Предпосылки возможной нефтегазоносности силурийских отложений юго-восточной части Русской платформы и Прикаспийской впадины // Материалы международной научно-практической конференции EAGE «Геомодель - 2017». Геленджик, 2017. Электронная версия.

Г.В. Леднева[1], Б.А. Базылев[2], С.Д. Соколов[1], П. Лейер[3]

Геодинамические обстановки формирования комплексов Вельмайского террейна (Восточная Чукотка)

Вельмайский террейн на Восточной Чукотке был выделен как самостоятельная геологическая структура [9, 13, 17, 18, 20] на основе интерпретации результатов картирования дораннемеловых ультрамафит–мафитовых пород и верхнетриасовых вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ, литология и состав фаунистических комплексов которых [2, 4, 11] отличаются от верхнетриасовых шельфовых терригенных отложений и континентальных склоновых турбидитов [10] Анюйско-Чукотской (по [9]), или Чукотской (по [3]), складчатой системы. Предположение о наличии офиолитов среди ультрамафит-мафитовых комплексов позволило выдвинуть гипотезу о продолжении структур Южно-Анюйского террейна в восточном направлении на территорию Центральной Аляски [3, 7, 8]. В настоящее время Вельмайский террейн наряду с Южно-Анюйским и Шалауровским террейнами относят к структуре Южно-Анюйской складчатой системы, которая считается реликтом океанического бассейна, закрывшегося в поздней юре – раннем мелу при столкновении Чукотского микроконтинента, или микроплиты Арктической Аляски – Чукотки, с континентальной окраиной Азии [19, 20]. Вельмайский террейн также рассматривался как фрагмент раннемезозойской зоны субдукции [17].

Петрологические, геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические данные, полученные в последние годы, позволяют выделить в составе Вельмайского террейна следующие комплексы.

- Офиолиты – тектонические блоки реститовых шпинелевых гарцбургитов с телами дунитов и жилами пироксенитов, оливиновых габбро и лейкогаббро; габбро, диоритов и плагиогранитов, базальт-кремнистых и кремнисто-карбонатных пород. Магматические комплексы формировались в обстановке задугового спрединга в дораннемеловое время [5]; кремнисто-карбонатные породы датированы верхней юрой – нижнем мелом [4].
- Комплексы островной дуги – массивы дунитов–верлитов–пироксенитов–габбро [1] и роговообманковых габбро раннеюрского и/или

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, Россия
[3] College of Natural Science and Mathematics, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, USA

доранneюрского возраста [14, 15], вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи позднего триаса (поздний норий – рэт) [6, 12].

- Комплексы лав внутриплитного типа в составе вулканогенно–кремнисто–терригенных толщ позднего нория [6, 12]).

Таким образом, магматические комплексы Вельмайского террейна позволяют уверенно реконструировать островную дугу для позднетриасового времени (конец позднего нория – рэт, 206±5 млн лет [6]) и задуговой бассейн, сформированный в доранненемеловое время. Магматическая активность в дуге продолжалась до конца ранней юры и, возможно, в начале средней юры. На это указывают $^{40}Ar/^{39}Ar$ плато-возрасты роговой обманки из роговообманкового габбро (180.2±2.5 и 178±1.8 млн лет), отвечающие времени остывания пород массива до температуры закрытия аргоновой системы в роговой обманке (550±50^{o}C [16]). Кроме того, $^{40}Ar/^{39}Ar$ изохронный возраст метаморфического амфибола с реликтами первичной роговой обманки из островодужного габбро из массива дунитов–верлитов–пироксенитов–габбро составляет 204.6±33.4 млн лет. Проявления внутриплитного магматизма в позднем нории (212±4 млн лет [6]) могут указывать как на существование океанического плато или поднятия (на океанической или континентальной литосфере), так и на процессы, приводящие к генерации внутриплитных расплавов в островодужной системе [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 18-05-70061 и 17-05-00795); сотрудники институтов РАН обеспечены бюджетным финансированием.

Литература

1. *Базылев Б.А., Леднева Г.В.* Ультрамафит-мафитовый комплекс участка руч. Луковый (восточная Чукотка): состав протолита, особенности метаморфизма, геодинамическая обстановка формирования // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы конференции. Иркутск: Изд-во "Оттиск", 2019. С. 35–39.

2. *Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А.* Мезозойский эвгеосинклинальный комплекс Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 6. С. 101–109.

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

4. *Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А.* Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканогенных поясов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 885–888.

5. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В.* Реликт литосферы мезозойского задугового

бассейна на Восточной Чукотке – офиолитовый комплекс р. Матачингай // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 4. С. 54–76.

6. *Леднева Г.В., Пиис В.Л., Базылев Б.А.* Верхнетриасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения Чукотского полуострова: состав магматических пород, U-Pb возраст цирконов и геодинамические интерпретации // Геология и геофизика. 2016. Т 57. № 8. С. 1423–1442.

7. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. Новосибиск: Наука, 1984. 192 с.

8. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.* Тектоническая модель Южно-Анюйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы / Ред. Леонов Ю.Г. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.

9. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

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

11. *Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М.* Кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 698–700.

12. *Тынанкергав Г.А., Ланецкая Т.А., Бычков Ю.М.* Стратиграфия и петрография верхнетриасовых терригенно-кремнисто-вулканогенных отложений на западе Чукотского полуострова // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 29–36.

13. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г., Попенко Л.И., Горячев Н.А., Родионов С.М.* Кратонные и орогенные пояса Востока России / Ред. А.И.Ханчук. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 93–229.

14. *Desta M.T., Ishiwatari A., Machi S. et al.* Petrogenesis of Triassic gabbroic and basaltic rocks from Chukotka N.E. Russia: Eastern end of the ‘arc-type’ Siberian LIP // J. Mineral. Petrol. Sci. 2015. V. 110. P. 249–275.

15. *Ledneva G.V., Bazylev B.A., Kuzmin D.V. et al.* Plutonic ultramafic–mafic complexes of the Vel'may terrane, eastern Chukotka (Russia): first petrological results and preliminary geodynamic interpretations // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU2012-6195.

16. *McDougall I., Harrison T.M.* Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. New York, Oxford University Press, 1999. 269 p.

17. *Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M. et al.* Summary terrane, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. U.S. Geological Survey Open-File Report 98-136. 1998. 1 CD-ROM. https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr98136

18. *Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V.* Terranes analysis and accretion in northeast Asia // Island Arc. 1993. V. 2. N 1. P. 35–54.

19. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al.* South Anuyi suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems Tectonic evolution of the Bering Sea shelf – Chukchi Sea – Arctic margin and adjacent landmasses / Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. (eds.). // Geol. Soc. Am. Spec. Paper 360. Boulder: Colorado, 2002. P. 209–224.

20. *Sokolov S.D., Ledneva G.V., Tuchkova M.I., Luchitskaya M.V., Ganelin A.V., Verzhbitsky V.E.* Chukchi Arctic continental margins: tectonic evolution, link to the opening of the Amerasia Basin / Stone D.B., Grikurov G.E., Clough J.G., Oakey G.N., Thurston D.K. (eds.). // ICAM VI: Proceedings of the International conference on Arctic margins. St. Petersburg: VSEGEI, 2014. P. 97–113.

М.Г. Леонов[1], Ю.А. Морозов[2], Е.С. Пржиялговский[1], А.К. Рыбин[3], Р.А. Бакеев[4], Е.В. Лаврушина[1], Ю.П. Стефанов[5]

Инфраструктура и тектоника фундамента динамических осадочных бассейнов – геологические примеры, моделирование

Природа осадочных бассейнов трактуется неоднозначно, однако существуют черты и тенденции, общие для развития большинства бассейнов. Одна из тенденций – это расчленение бассейнов на систему положительных и отрицательных морфоструктур второго порядка, которые, кроме различия в направлении преобладающего движения горных масс, имеют разные стиль и интенсивность структурной переработки пород (рис. 1).

Формирование инфраструктуры отрицательных и положительных морфоструктур реализуется по-разному. В одних бассейнах на месте прогибов возникают широкие синклинальные морфоструктуры с относительно слабой деформацией выполняющих отложений, и на месте поднятий формируются узкие линейные тектонические швы с интен-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; mgleonov@yandex.ru, prz4@yandex.ru, catherinelav@yandex.ru
[2] Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия; moro49@mail.ru
[3] Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан
[4] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; bakeev@ ispms.ru
[5] Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Новосибирск, Россия; yu_st@mail.ru

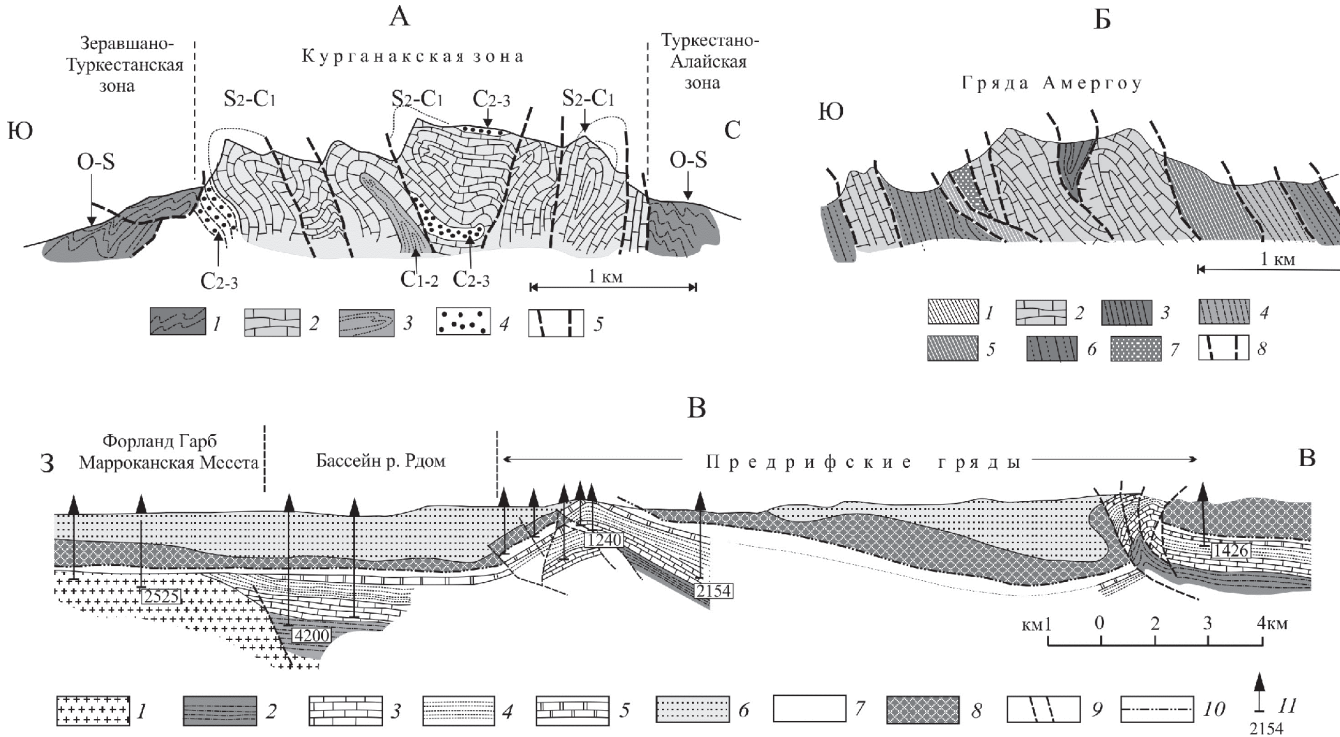


Рис. 1. Строение внутрибассейновых зон концентрированной деформации (структур цветка).

Условные обозначения см. на соседней странице

А – Курганакская зона (Южный Тянь-Шань). *1* – ордовик–силур (терригенные отложения относительно глубоководных прогибов); *2* – верхний силур – нижний карбон (карбонатные отложения внутрибассейнового поднятия); *3* – нижний карбон (терригенные отложения); *4* – средний–верхний карбон (конгломераты, гравитационные и тектоно-гравитационные микститы); *5* – разломы. Б – Одна из известняковых гряд Южного Рифа (Северная Африка) (по данным [64], с изменениями). *1* – триас; *2* – домер; *3* – тоар; *4* – титон–берриас (красные мергелистые известняки); *5* – нижний мел; *6* – нижний мел (мергелистые сланцы); *7* – тортон–гельвет (песчаники); *8* – разломы. В – Схематический профиль через гряды зоны Предрифа (по данным [Tectonique de l'Afrique]). *1* – палеозойский фундамент; *2–6* – отложения осадочного чехла: *2* – триас – нижний лейас (гипсо-соленосные отложения и слоистые известняки и доломиты), *3* – домерский ярус (массивные рифогенные известняки), *4* – последомерский лейас (мергели с прослоями известняков), *5* – средняя юра (мергели, известняки, песчаники), *6, 7* – миоценовые отложения: *6* – постпокровные, *7* – допокровные; *8* – предрифский тектонический покров (тектоно-гравитационный поток-оползень); *9* – разломы; *10* – подошва тектоно-гравитационного потока-оползня; *11* – скважины

сивной деформацией пород. В других бассейнах широкие и относительно слабо деформированные антиклинали чередуются с узкими синклинальными зонами с напряженной тектоникой. Поднятия имеют большую протяженность и незначительную ширину. Как правило они образуют систему линейных валов или зон концентрированной деформации (структур цветка), отстоящих на расстоянии 10–25 км друг от друга. Иногда интрабассейновые поднятия представлены отдельными куполообразными овальными или линзовидными морфоструктурами. Ядра положительных морфоструктур могут быть сложены породами фундамента. Внутренняя структура может соответствовать общему тектоническому плану бассейнов, но может быть по отношению к нему дискордантна.

Морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов зафиксирована в различных районах и тектонических обстановках. В докладе рассмотрены форма и механизмы структурной дифференциации внутриплитных бассейнов (отрицательных структур земной коры) с акцентом на особенности взаимодействия горных масс в системе фундамент–чехол. Предлагаемые в статье решения основаны на анализе данных структурно-геологических и геофизических исследований, тектонофизического и математического моделирования. Проблема имеет и прагматический интерес поскольку многие внутрибассейновые морфоструктуры содержат залежи углеводородов [1–4, 8, 9], среди которых выявлен новый тип структур – кристаллические (в первую очередь – гранитные) тела протыкания – протрузии.

Морфоструктурная дифференциация свойственна бассейнам различного возраста и развивавшимся в разных геодинамических обстановках. Из чего следует, что модели формирования осадочных бассейнов, под-

вергшихся морфоструктурной дифференциации, должны объяснять общие для разных бассейнов черты их строения и истории формирования, такие как: ●механизм, обеспечивающий длительное прогибание дна седиментационного бассейна и преемственность структурного плана на разных этапах эволюции; ●сочетание центрально-симметричной формы бассейна и его линейной инфраструктуры; ● смена во времени режимов транстенсии и транспрессии; ● зависимость времени и формы морфоструктурной дифференциации от соотношения горизонтальных напряжений и вертикальной нагрузки, определяемой весом накопившихся в осадочном бассейне отложений; ● формирование в пределах бассейна дисгармоничной линейной инфраструктуры с закономерным чередованием положительных линейных куполов-антиклиналей и зон концентрированной деформации и отрицательных прогибов и синклиналей; ● проявление хрупко-пластического объемного течения горных масс фундамента в отсутствии значимого сокращения бассейнового пространства.

Объяснения природы морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов различны – библиография и аналитический обзор в [4]. На уровне современных знаний, базовой моделью может служить модель хорды [2, 5], согласно которой морфоструктурное расчленение осадочных бассейнов в значительной мере определяется поведением системы фундамент–чехол в условиях сочетания регионального сдвигового поля напряжений и локального поля напряжений, обусловленного режимом проседания земной поверхности и заполнения возникающей ванны осадочным материалом.

Триггером процесса морфоструктурного расчленения бассейнов является возникновение градиента напряжений выше и ниже раздела фундамент–чехол, и срабатывает этот механизм в момент достижения этим разделом уровня, соответствующего воображаемой линии хорды прогиба земной поверхности. Напряжение сжатия в реологически расслоенных средах может вызывать к действию имеющий периодический характер механизм изгибной неустойчивости и формирование закономерно расположенных зон нагнетания и оттока горных масс [6]. Закономерное пространственное распределение зон концентрированной деформации может быть также детерминировано законом распределения деформаций в вязко-упругой среде [7].

Модель хорды – вероятностная и не охватывает многообразия осадочных бассейнов и механизмов структурообразования, однако в настоящее время это, по-видимому, единственная модель, которая непротиворечиво отражает суть явления и которая в главных положениях согласуется с натурными и экспериментальными данными (рис. 2).

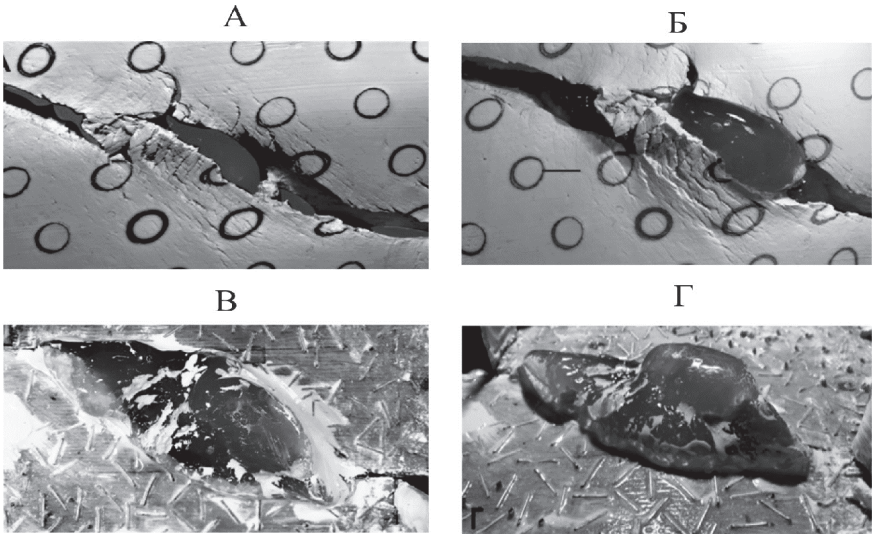


Рис. 2. Протрузивное внедрение по трещинам отрыва вязко-пластичного силиконового материала в зону раздвига штампов основания и в глиняный материал**.** Тектонофизический эксперимент осуществлен Ю.А. Морозовым и Ю.Я. Майбук

Реологическая неоднородность пород фундамента и чехла и меняющееся в процессе становления бассейна внутреннее поле напряжений приводит не только к интрабассейновой дифференциации, но и к формированию специфических структур типа зон концентрированной деформации и кристаллических протрузий, в пределах которых сосредоточены залежи углеводородов [1, 2, 8, 9].

Работа выполнена по теме госзадания при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект 16-17-10059.

Литература

1. *Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 288 с.

2. *Дэллмес К.Ф* Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти / Ред. Бакиров А.А. Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.

3. *Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай.* Углеводороды в фундаменте шельфа Южно-Китайского моря (Вьетнам) и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 1. С. 44–61.

4. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры / Ред. Ю.О. Гаврилов. М.: ГЕОС, 2008. 454 с.

5. *Леонов М.Г.* Система «фундамент-чехол» и морфоструктура осадочных бассейнов // Геология и минеральные ресурсы Северо-востока России. Т. 2. Мат. XYII Геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 43–46.

6. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

7. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды / Ред. ак. Ю.Г.Леонов. М.: Наука, 2008. 380 с.

8. *Krenkel E.* Geologie und bodenschätze Afrikas. Leipzig: Acad Verlagsgesellschaft, 1957. 598 p.

9. Tectonique de l'Afrique. Paris: Unesco, 1971. 602 p.

Е.Ф. Летникова[1], А.Ф. Летникова[2], А.И. Иванов[1]

Ранненеопротерозойский этап вулканической активизации в северо-западной части Сибирской платформы (Туруханское поднятие): свидетельство в осадочной летописи нижнетунгусской (боровой) свиты

На северо-западе Сибирской платформы в пределах Туруханского поднятия широко распространены рифейские терригенно-карбонатные отложения. Они представляют собой осадочную последовательность, состоящую из следующих свит (снизу вверх по разрезу) – стрельногорской, линок, сухотунгусской, деревнинской, нижнетунгусской (боровой), шорихинской, мироедихинской, туруханской, речкинской и дурномысской. Их накопление протекало в мелководных обстановках карбонатной платформы в отливно-приливной зоне, ниже волнового базиса в хорошо аэрируемых условиях бассейна седиментации. Рифейский возраст этих отложений установлен на основе Pb-Pb датирования карбонатных пород сухотунгусской свиты, который составляет 1035±60 млн лет [1]. На рубеже мезо- и неопротерозоя проявлений тектономагматической активности в пределах Туруханского поднятия не выяв-

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; efletnik@igm.nsc.ru, ivanov-tunguska@mail.ru

[2] Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; let_an@mail.ru

лено. В отложениях вышеперечисленных свит среди терригенных отложений выделяют кварцевые, кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники (кварца более 70% среди обломков) и аргиллиты. Источниками поступления обломочного материала для этих песчаников послужили породы фундамента Сибирской платформы архейского и палеопротерозойского возраста [3].

При этом, при полевых исследования нами в верхней части разреза нижнетунгусской свиты были выделены (снизу вверх): линза (4 м в длину и 0.2–0.4 м в ширину) грубозернистых несортированных пород в карбонатных породах, выше 20 м вверх по разрезу мощная 20 м пачка высокоглиноземистых пород и на контакте с карбонатными породами вышележащей шорихинской свиты черные слоистые мелкозернистые песчаники. Остановимся более подробно на их составе и геохимических особенностях.

В береговой части разреза верхней части нижнетугусской свиты во врезе реки Нижняя Тунгуска среди слоистых карбонатных отложений обнаружена линза темно-серых грубозернистых несортированных обломочных пород. При петрографических исследованиях было установлено, что они представляют собой вулканомиктовые породы, где среди породообразущих обломков преобладают полевые шпаты. ПШ имеют неокатанную форму и характеризуются удлиненной или таблитчатой кристалокластической формой зерен. Эти кристаллокласты находятся в раскристаллизованной стекловатой массе, для которой отмечены флюидальные текстуры. Литокластов в породе не отмечено, как и обломков кварца. Встречаются разноразмерные чешуйки хлорита и неокатанные зерна циркона. Это порода имеет следующие геохимические характеристики: SiO_2 44.3%, TiO_2 1.3%, Al_2O_3 18.9%, $FeO_{общ}$ 14%, MgO 5.18%, CaO 2.9% при CO_2 1.5%, Na_2O 2.9%, K_2O 1.38%, Cr 41 г/т, Co 140 г/т, Ni 137 г/т, Zn 197 г/т, Zr 544 г/т, Hf 13.9 г/т, W 8.8 г/т, Th 40 г/т, сумма РЗЭ 455 г/т. Подобный минералогический состав и геохимические характеристики указывают на то, что изучаемую породу можно отнести к умеренно-щелочным пикробазальтам, образование которых происходило в пределах Сибирской платформы, непосредственно в бассейне седиментации пород нижнетунгусской свиты.

Вверх по разрезу через 20 м от изученных вулканомиктовых пород в рыжих аргиллитах повсеместно прослеживаются овальные обособления буро-желтого цвета размером до 30 см по оси и до 15 см в поперечном сечении. Внешне их можно принять за диагенетические конкреции, но они и вмещающие их аргиллиты имеют глинистый состав и следующие геохимические характеристики: SiO_2 41.64%, TiO_2 1,76%, Al_2O_3 28.98%, $FeO_{общ}$ 11.7%, MgO 0.65%, CaO 0.29% при CO_2 0.15%, Na_2O 0.35%, K_2O 1.33%, Cr 130 г/т, Co 20 г/т, Ni 45 г/т, Zn 169 г/т, Zr 296 г/т, Hf 8.2 г/т, W

2.6 г/т, Th 22 г/т, сумма РЗЭ 329 г/т. Если следовать классификации высокоглиноземистых пород, то эти отложения можно отнести к бедным бокситовым рудам. На диаграмме Schellmann (1986) по реконструкции литотипов субстрата, по которому развивалась кора выветривания, эти бокситы тяготеют к полю пород основного составов [4], а учитывая их геохимические характеристики можно добавить, что породы субстрата характеризуются повышенной щелочностью. Таким образом, в верхней части нижнетунгусикской свиты выделяется горизонт переотложенных бокситов, образовавшихся по породам основного состава повышенной щелочности. Отсутствие в них примеси терригенного материала указывают на незначительное перемещение от места их образования в условиях химического выветривания на суше до отложения среди карбонатных осадков в морском бассейне.

Венчает разрез нижнетунгуской свиты горизонт черные мелкозернистых песчаников мощностью до 15 м. При петрографических исследованиях был определен следующий состав этих пород. Основная масса представлена зелеными округлыми стяжениями шамозита, карбонатными хемогенными образованиями, остроугольными неокатанными обломками кварца. В большом количестве присутствует циркон, представленный от крупных до мелких удлиненными неокатанными зернами. Авторов данного сообщения терзают смутные сомнения, что на протяжении всех десятилетий исследований отложений рифея Туруханского поднятия, они первые получили петрохимические характеристики этих отложений: SiO_2 38.24%, TiO_2 5.37%, Al_2O_3 6.39%, $FeO_{общ}$ 33%, MnO 0.47%, MgO 1.86%, CaO 0.18% при CO_2 11.79%, Na_2O 0.03%, K_2O 0.04%. Очевидно, что ранее зеленые стяжения шамозита принимали за глауконит, чему противоречит высокое содержание железа в породе и крайне низкое калия. Карбонаты представлены в большей степени сидеритом и/или, возможно, анкеритом. Наиболее вероятно, что образование шамозитовых отложений связано с процессами химического выветривания на суше продуктов вулканической деятельности и их последующее переотложения в бассейн седиментации карбонатных пород нижнетунгусской свиты.

Таким образом, изучение алюмосиликатных пород в верхней части карбонатной последовательности нижнетунгусской свиты позволили выявить эпизод вулканизма синхронного с накоплением этих отложений и широкое проявление процессов химического выветривания вплоть до образования бокситов и шамозитовых руд.

Возраст этого вулканического события оценен нами на рубеже 960 млн лет на основе данных U-Pb датирования цирконов из этих пород. Изотопные исследования проведены методом LA-ICP MS (ГИН СО РАН, Улан-Удэ). В туфопесчаниках нижнетунгусской свиты присутст-

вуют цирконы только одного временного интервала, конкордатные значения которых варьируют в диапазоне возрастов от 1.05 до 0.95 млрд лет. Значения возраста измеренных цирконов представляют собой практически непрерывный интервал без монопиков по какому-либо возрасту. Средневзвешенное значение возраста цирконов наиболее молодой популяции (11 зерен) составляет 964 млн лет и принимается нами за возраст седиментации карбонатных отложений нижнетунгусской свиты. Такое распределение возраста цирконов на границе мезо- и неопртерозоя, при отсутствии популяций цирконов палеопротерозоя и архея – доминантов среди источников поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы, указывает на накопление карбонатных отложений нижнетунгусской свиты одновременно с поставкой вулканомиктового материала, в том числе, продуктов его химического выветривания, при отсутствии других источников сноса в этот осадочный бассейн.

Таким образом, на основе проведенного изучения вулканических пород и продуктов их химического выветривания в разрезе нижнетугусской свиты Туруханского поднятия на рубеже мезо- и неопротерозоя выявлен эпизод щелочного вулканизма в пределах северо-западной части Сибирской платформы, который связан с процессами растяжения континентальной коры. Подобные значения возраста получены для карбонатитов юга Сибирской платформы, где проявление этого вулканизма связывают с распадом Лавразии, в данном случаи расколом Сибири и Лаврентии [2]. Возможно, что и изученные нами вулканические образования связаны с этим процессом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-17-00099.

Литература

1. *Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др*. // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.

2. *Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С.* Карбонатитовый магматизм южной части Сибирского кратона 1 млрд лет назад – свидетельство начала раскола Лавразии в раннем неопротерозое // ДАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 330–333.

3. Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. V. 285. P. 21–38.

4. *Schellmann W.* A new definition of laterite // Geol. Surv. India. 1986. V. 120. P. 1–7.

И.И. Лиханов[1]

Гранитоидный анорогенный магматизм западной окраины Сибирского кратона, как свидетельство распада докембрийских суперконтинетов

Тектоническое строение и эволюция Центрального блока (ЦБ), слагающего большую часть Енисейского кряжа, дискуссионны. ЦБ рассматривают как: (1) экзотический террейн, причленившийся к Сибирскому кратону ~760 млн лет назад [1], (2) выход архей-палеопротерозойского фундамента Сибирского кратона, полностью переработанного в ходе последующих тектоно-термальных событий [11] или (3) коллизионно-аккреционную структуру на западе Сибирского кратона, консолидированную в течение мезо-неопротерозойской эволюции [2–4]. Поэтому реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинентов Нуна (Колумбий) и Родиния.

В этой связи нами рассмотрены геологические, геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства мезо- и неопротерозойских событий на западной окраине Сибирского кратона и показано многократное проявление внутриплитного магматизма в обстановках литосферного растяжения, связанных с проявлением плюмовой активности. Объекты исследования, представленные субщелочными гранитоидами, расположены на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в пределах тейского (ТМК) и гаревского (ГМК) комплексов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской (ТИСЗ) и Приенисейской (ПРСЗ) систем региональных разломов.

Рифтогенная природа изученных гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа обосновывается их морфологией в виде даек и силлов и/или тектонических пластин и клиньев, приуроченных к зонам региональных разломов, бимодальным составом продуктов магматизма и свойственными для внутриплитных гранитов А-типа петролого-геохимическими характеристиками пород, которые кристаллизовались из высокотемпературных и водоненасыщенных магм, обогащенных, главным образом, щелочами, железом и некогерентными элементами.

Время их внедрения, зафиксированное по U-Pb датировкам циркона и монацита, представлено двумя пиками – 1380–1360 и 800–720 млн

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия; likh@igm.nsc.ru

лет, контролируемыми процессами растяжения коры в пределах крупных линеаментных структур региона. Ранние события синхронны с процессами извержения пикробазальт-базальтовых туфов и лав, формированием рапакивиподобных гранитов и ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса Енисейского кряжа [3, 7] и с одновозрастными событиями на других материках. Активизация магматической деятельности и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона и в других континентальных блоках маркируют заключительные стадии распада предполагаемого палео-мезопротерозойского суперконтинента Нуна (Колумбий), продолжающиеся вплоть до начала гренвильских событий. Постгренвильские этапы эволюции орогена и начальные процессы растяжения фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов с возрастами внедрения 797–792 млн лет, внедрение которых происходило несколько позднее кульминационного этапа коллизионного метаморфизма [12]. Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинета Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана [13, 14]. В ТИСЗ выделено несколько эпох (0.78–0.65 млрд лет) формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом [6]. В ПРСЗ наиболее широко проявился бимодальный риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом 720–750 млн лет [1, 8].

Синхронность магматической активности и схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии (рисунок), подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.38–0.72 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [5, 10, 16] и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций [9].

Возрастной интервал между этими процессами в эволюции Енисейского кряжа (~650 млн лет) коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до распада нового суперконтинента. Эти магматические события хорошо сопоставляются с этапами распада докембрийских суперконтинентов Нуна и Родиния.

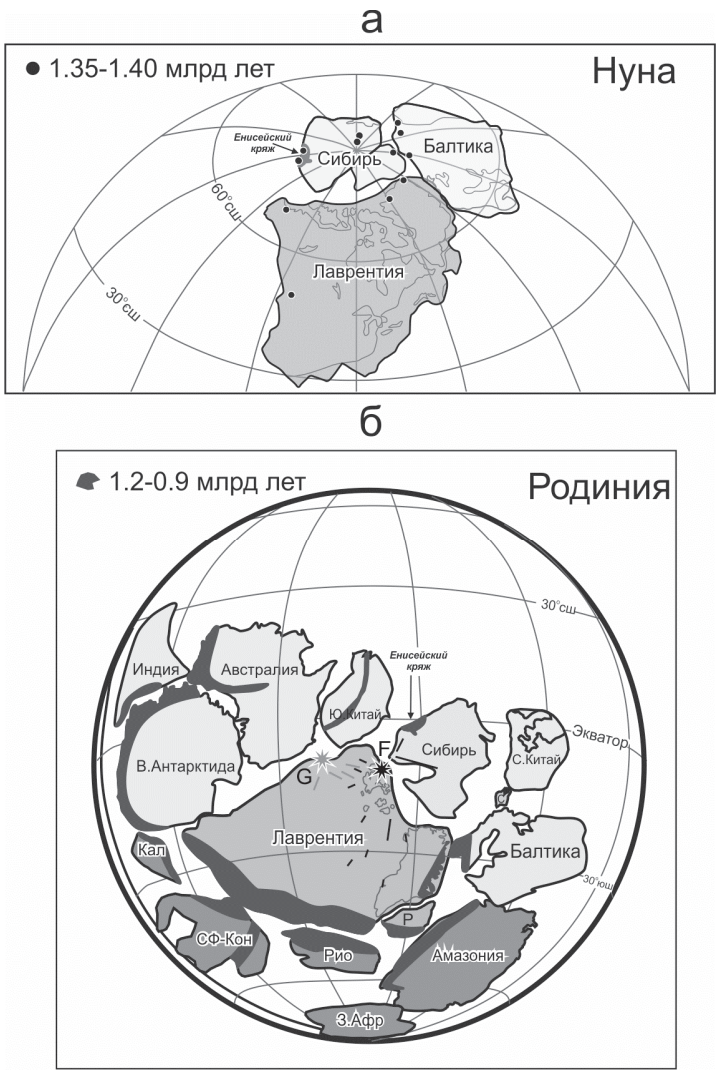


Рисунок. (а) Реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале времени 1900–1200 млн лет по [10]. Черные кружки показывают локализацию возрастных эквивалентов (1.40–1.35 млн лет) тектонических событий в пределах Сибири, Лаврентии и Балтики. (б) Конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости показаны темным цветом по [15] в период ее стабилизации (1100–850 млн лет назад). Светло-серыми и темно-серыми линиями показаны рои даек Гюнбарель (G) (780 млн лет) и Франклин (F) (723 млн лет) с предполагаемым центрами, обозначенными звездочками тех же оттенков серого по [9]

Литература

1. *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.

2. *Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. и др.* Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // ДАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 235–239.

3. *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.

4. *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.

5. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. Т. 53. № 7. С. 883–899.

6. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. и др.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688.

7. *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

8. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.

9. *Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U. et al.* Long-lived connection berween southern Siberia and northern Lavrentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.

10. *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446.

11. *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.* The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton // Journal of Asian Earth Sciences 2016. V. 115. P. 419–441.

12. *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

13. *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

14. *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

15. *Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 51–72.

16. *Torsvik T.H.* The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.

И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк[1], В.В. Кочелаб

Линеамент Карпинского – структурный элемент древнего регматогенного тектонолинеаментного каркаса Евразии

Концепция тектоники плит с ее главной идеей значительных горизонтальных перемещений отдельных сегментов литосферы Земли на многие сотни километров, по мере накопления геологического материала, все более отчетливо вступает в противоречие с существованием долгоживущей квазистационарной и упорядоченной планетарной сети глубинных разломов, объективно установленной дешифрированием космографических спутниковых изображений земной поверхности. Эта сеть разломов литосферы является той объективной реальностью, которая заставляет искать причины и механизмы глобальных геодинамических процессов и на новом концептуальном уровне возвращает исследователей к «извечному» спору «фиксизма» и «мобилизма».

Авторы попытались на основе анализа опубликованной литературы, тектонических карт и имеющихся в свободном доступе космических снимков (SRTM) изучить особенности пространственного положения, строения и истории развития крупнейшей трансконтинентальной тектонолинеаментной зоны Евразии – линеамента Карпинского (ЛК), рассекающего древнюю Русскую платформу и эпипалеозойскую Туран-

[1] Центр проблем морской геологии, геоэкологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев, Украина; igorlomakin@gmail.com, pvskan@ukr.net

скую плиту, своими дистальными окончаниями уходящего за пределы этих структур.

Несмотря на общность позиций разных исследователей по многим вопросам строения и развития ЛК, существуют значительные разночтения в понимании его объема, протяженности и распространения, особенно на боковых флангах и дистальных частях на северо-западе и юго-востоке. К числу наиболее важных дискуссионных вопросов относится масштаб продольных и поперечных сдвиговых перемещений и их кинематика, характер соотношений линеамента с одноранговыми кулисными и поперечными тектонолинеаментными зонами, например, Тейсейра-Торнквиста (ТТ), Криворожско-Кременчугской, Урало-Оманской и др.; дискуссионны время инициации линеамента, история развития отдельных сегментов в их взаимосвязях.

На основании обобщения литературных и картографических материалов, включая данные космических съемок получены следующие результаты:

1. Уточнено распространение линеамента Карпинского, в особенности в его дистальных частях. На северо-западе линеамент Карпинского разделяется на две сопряженные ветви – запад-северо-западную (почти субширотную) и северо-западную. Субширотная ветвь кулисно примыкает к шовной зоне Тейсейра-Торнквиста, после которой в пределах герцинид Европы «затухает» в виде рассеянной мегатрещиноватости. Северо-западная ветвь продолжается через Белоруссию в сторону Балтики в направлении Вильнюса, Каунаса, Калининграда. Ее «затухание» также выражается переходом от грабеновых структур к рассеянной мегатрещиноватости. В юго-восточном окончании линеамент дугообразно сопрягается с тектонолинеаментным поясом Центрального Тянь-Шаня, контролируемого северо-восточной диагональной системой планетарной сети разломов. Южный Тянь-Шань – переходное широтное звено сопряжения между двумя разноориентированными диагональными системами планетарной регматической сети.

2. Ширина линеаментного пояса Карпинского может быть оценена в 250–300 км, длина – 4500 км. В сегменте Днепрово-Донецкой впадины пояс включает не только узкую зону грабенов, ограниченную краевыми разломами, но и прибортовые склоны (моноклинали) Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, включая Днепровскую линию разломов.

3. Линеаментный пояс Карпинского крайне разнообразен на разных своих отрезках, состоит из различных морфо-тектонических геоструктурных элементов (линейных грабенов, валообразных поднятий, складчатых прогибов и орогенов, шовных зон и др.), рассекает и разобщает очень разные по своему характеру и рангу блоки земной коры (древние

и молодые платформы, щиты, зоны мезо-кайнозойской эпиплатформенной орогении, складчатые коллизионные зоны) и в этом отношении является типичной трансконтинентальной сквозной структурой. Сопряжение всех этих разнородных элементов в составе одного пояса концентрации глубинных разломов контролируется долгоживущей квазистационарной упорядоченной планетарной регматической сетью, ее северо-западной диагональной системой.

4. ЛК разделяется в продольном направлении на две части наиболее крупного ранга – северо-западную палеорифтогенную (Припятский грабен – Туаркырская складчатая зона) и юго-восточную коллизионно-сдвигово-орогенную (Центральный Мангышлак – Южный Тянь-Шань), которые различаются между собой по структурному рисунку разломов и преобладающему динамическому режиму формирования. Первая развивалась в условиях доминирующей транстенсии (сдвига с растяжением), в особенности на герцинском этапе развития с позднего девона и до конца триаса, для второй более характерны условия транспрессии (сдвига со сжатием). Предполагается общий доминирующий правосдвиговый. кинематический тип деформаций для всего пояса. Масштаб сдвиговых смещений (как продольных, так и поперечных) для этих сегментов различен и зависит от степени их динамического напряжения. Для северо-западной палеорифтогенной части их порядок – не более первых десятков, а в большинстве случаев нескольких километров; для юго-восточной коллизионно-сдвигово-орогенной части этот порядок несколько больше, однако приводимые в литературе данные в 100–200 км, по нашему мнению, являются завышенными и нуждаются в тщательной проверке. По отношению к протяженности всего пояса, оцениваемой разными исследователями от 3000 до 7500 км, суммарные дислокации составляют в большинстве случаев не более 1–2% и могут быть охарактеризованы в планетарном масштабе как относительно малосдвиговые.

5. ЗЮЗ-ВСВ линеаменты, связанные с поясом Карпинского в Западной Европе (Западно-Моравская зона разломов, линия Верхней Роны – Верхнего Рейна – Инна), а также в Средней Азии (Центральный Тянь-Шань, Северо-Таримский прогиб) представляют собой примыкающие сопряженные системы, контролируемые иным направлением планетарной регматической сети.

6. Линеамент Карпинского является крупнейшей Евразийской трансконтинентальной структурой – неотъемлемой составной частью закономерно пространственно ориентированного древнего регматогенного разломного каркаса Евразии, образованного на ранних этапах формирования жесткой земной коры под влиянием космических ротационных факторов.

Литература

1. *Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M.* On the possibility of predicting some types of earthquake by a mechanical approach // Acta Mechanica. 2018. V. 229. N 5. P. 2163–2175. hpps//doi.org/10.1007/s00707-017-2092-0

2. *Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M.* On a mechanical approach to the prediction of earthquakes during horizontal motion of litospheric plates // Acta Mechanica. 2018. hpps//doi.org/10.1007/s00707-018-2255-7

3. *Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M.* Action of the semi-infinite plates on the elastic layer // Procedia IUTAM. T. 9. 2016. P. 1–6.

4. *Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M.* Application of the Block Element Method to the Problem of Predicting the Preparation of a Tsunami // Doklady Physics. 2019. V. 64. N. 9. P. 370–375. DOI: 10.1134/S1028335819090064].

5. *Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M.* The theory of the starting earthquake // Ecological Bulletin of Research Centers of the Black Sea Economic Cooperation. 2016. N 1. V. 2. P. 37–80.

О.В. Лунина[1], А.А. Гладков[1, 2], И.А. Денисенко[3]

Сейсмогенные разрывы западного побережья озера Байкал: проблемы и перспективы изучения

Оценка сейсмической опасности определяется уровнем наших знаний об активных разломах и закономерностях сейсмогенного разрывообразования в различных геодинамических обстановках. Для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) наиболее полная региональная база данных о подобных структурах представлена в картографическом сервисе на вебстранице http://www.activetectonics.ru/. Разработка включает также данные о сейсмогенных разрывах, но степень их изученности недостаточна для формирования полной картины палеосейсмичности в позднем плейстоцене – голоцене. Цель настоящей работы – осветить круг проблем, связанных с изучением сеймогенных разрывов западного побере-

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; lounina@crust.irk.ru

[2] Детский технопарк "Кванториум Байкал" ГАУ ДО ИО "Центр развития дополнительного образования детей"; anton90ne@rambler.ru

[3] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; denisenkoivan.1994@mail.ru

жья озера Байкал, а также представить некоторые результаты их обследования с обзором возможных перспектив развития сейсмотектонических исследований в регионе.

Среди фундаментальных проблем, требующих внимания на западном побережье озера Байкал, следует выделить отсутствие единой геопространственной базы данных разрывов, рассекающих молодые формы рельефа, слабую изученность изменчивости смещений вдоль разрывов и строения их зон, противоречивые заключения о типе подвижки по дислокациям и их генезисе, а также крайне скудные сведения об абсолютном возрасте нарушений. Решение этих вопросов осложняется тем, что большая часть территории западного побережья озера расположена на значительном удалении от автомобильных дорог и относится к Прибайкальскому национальному парку и Байкало-Ленскому заповеднику, где работы, нарушающие покров почвы, запрещены. Кроме того, в северной части озера, прилегающие в нему склоны и подножия хребтов покрыты стланиковыми соснами, осыпями и курумниками. Тем не менее, имеющиеся палеосейсмогеологические данные [1–5] представляют собой добротную основу для продолжения исследований сейсмогенных деформаций в Прибайкалье.

Палеосейсмодислокации западного побережья озера Байкал с перерывами прослеживаются вдоль Приморского, Кочериковского и Северобайкальского активных разломов (рис. 1) и имеют разную степень морфологической выраженности [4, 5]. Среди сейсмодислокаций, выделеных группой В.П Солоненко [1, 2], в настоящее время признается только часть разрывов вдоль двух крупных разломных сегментов: 1) между правобережьем р. Сарма и северо-восточным окончанием конуса выноса р. Зундук; и 2) между мысами Кочериковский и Мужинай [3–5]. Морфология разрывов на втором сегменте в целом выражена значительно эффектнее, что позволяет предполагать их более молодой возраст по сравнению с большинством структур на первом сегменте, хотя и там есть участки разломов с позднеголоценовыми признаками смещений (рис. 2). Еще две структуры – Котельниковская и Наледная, вошедшие в последний список палеосейсмодислокаций Прибайкалья [3], расположены севернее мыса Мужинай, на удалении ~7 и ~18 км от береговой линии озера. Есть основания предполагать, что южнее первого сегмента, в зоне Приморского разлома также есть позднеплейстоцен-голоценовое разрывы. Примером может служить Краснояровская структура [1], выраженная сбросовыми уступами, рассекающими юго-восточный склон Приморского хребта между мысом Черный и с. Бугульдейка. Два разрыва палеосейсмодислокации хорошо просматриваются на космоснимках DigitalGlobe и других спутниковых изображениях.

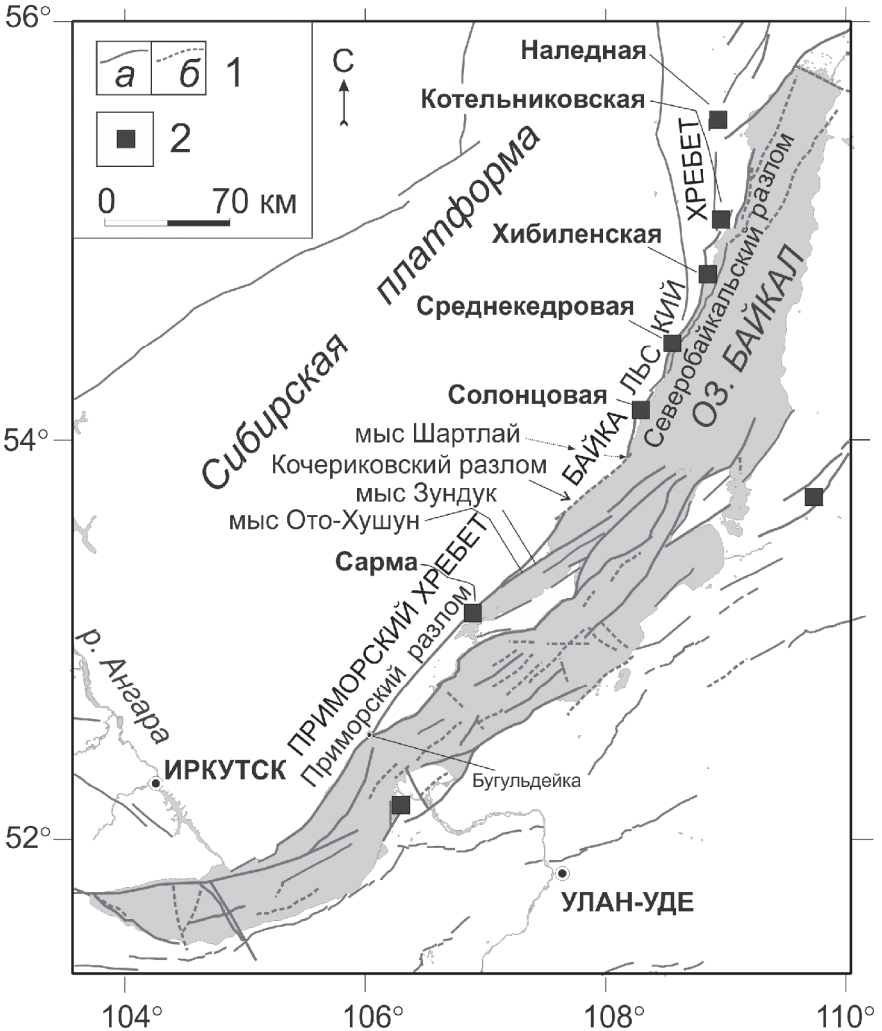


Рис. 1. Сейсмоактивные разломы озера Байкал и сопредельной территории. *1* – разломы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *2* – центры палеосейсмодислокаций по [3]

Систематическое изучение сейсмогенных разрывов западного побережья озера Байкал началось нами с детального картирования нарушений Среднекедровой палеосейсмодислокации [6] и их обследования методом георадиолокации с целью характеризации структуры зоны разрывов и определения амплитуд смещений. В итоге было установле-

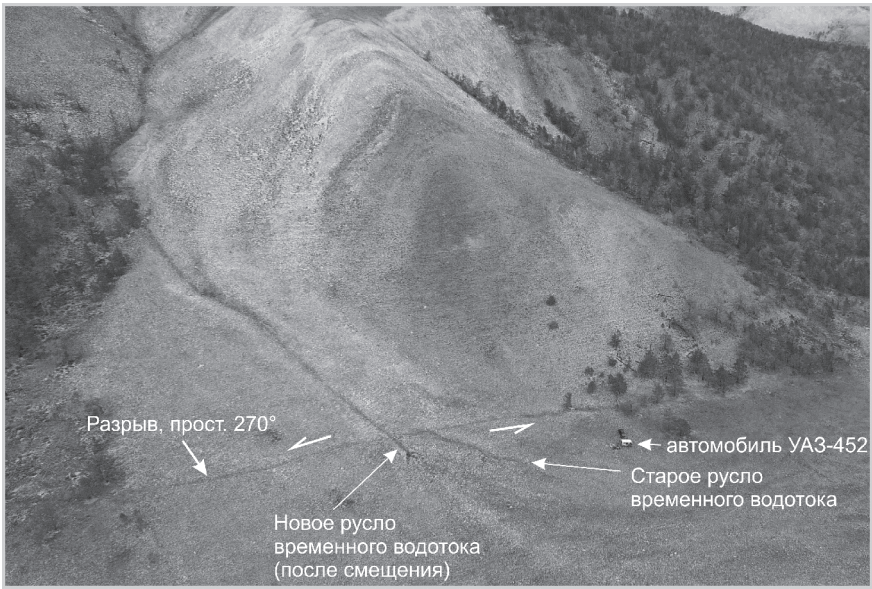


Рис. 2. Левый сдвиг русла временного водотока по широтному разрыву в районе мыса Ото-Хушун

но, что общая протяженность видимых на поверхности разрывов составила не менее 29.5 км, ширина зоны – 1.9 км, максимальная и средняя вертикальные подвижки – 8.3 м и 4.93 м, соответственно. В целом для этой зоны характерно сочетание крутопадающих и листрических сбросов, прослеженных до глубины 13 м. В плане они образуют системы субпаралелльных разрывов с преобладающим простиранием 30°. В рыхлых отложениях определенный вклад в раздвиговую компоненту смещений и формирование пологих срывов могло внести гравитационное скольжение, усиливающееся под воздействием криогенных процессов в условиях крутых склонов Байкальского хребта.

Используя метод датирования по космогенным нуклидам ^{10}Be, мы установили возраста экспонирования разломного уступа в коренных породах (местоположение: 54.44630°N и 108.51524°E), который представляет собой ЗСЗ борт одного из грабенов Среднекедровой палеосейсмодислокации [7]. Соотношения между полученными возрастами и относительной высотой опробования поверхности предполагают, что последняя сейсмогенная подвижка по нему с вертикальной (сбросовой) компонентой смещения не менее 2.05 м (смещение по падению плоскости не менее 2.5 м) произошла 2.2±0.58 тыс. лет назад. Этот возраст по-

падает в интервал калиброванной даты 2145–2463 лет (для калибровки использовалась программа CALIB 7.1.html) погребенной почвы в дислоцированном пролювиальном конусе р. Шартлай, расположенном в 62 км к юг-юго-западу от датированного разломного уступа. Радиоуглеродный возраст данной почвы 2292±60 лет получен ранее А.В. Чипизубовым с коллегами.

Аэрофотосъемка сверхвысокого пространственного разрешения, позволяющая получать ортофотопланы, цифровые модели местности (ЦММ) и рельефа (ЦМР) с размером пикселя на местности не более 3 см, была проведена нами на нескольких детальных участках южнее мыса Шартлай. Материалы находятся в обработке, но уже сейчас предварительные результаты съемки позволяют говорить о реальных перспективах метода для получения новой информации о поверхностных деформациях западного побережья озера Байкал. Так, в районе мыса Ото-Хушун нами впервые обнаружен левосторонний сдвиг в несколько метров русла временного водотока (рис. 2), ранее не выявленный при наземной съемке [5]. В ходе наших полевых работ по ориентировке (270° – характерное простирание для сдвиговых разломов в БРЗ) и структуре разрыва его сдвиговая кинематика предполагалась, но на местности был виден только ров шириной ~1 м и глубиной ~0.5 м. На мысе Рытый кроме известных сейсмогенных уступов, в дельтовых отложениях р. Риты, в 50–180 м от берега озера Байкал, на протяжении ~2.5 км выявлена зона разрывов шириной 10–80 м. В нескольких местах зона перекрыта более молодыми наносами реки. Возможно, эта система поверхностных деформаций отражает современные движения земной поверхности и связана с инструментальными землетрясениями.

Таким образом, в труднодоступных и сложных по инженерно-геологическим условиям местностях, где тренчинговые исследования невозможны, комплекс методов, включающий аэрофотосъемку с помощью беспилотных летательных аппаратов (в т.ч. лазерное сканирование), георадиолокацию и методы космогенного датирования, может быть весьма успешным для полноценной характеристики сейсмогенных зон разрывов и соответственно определения сейсмического потенциала активных разломов. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001

Литература

1. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.

2. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 301 с.

3. *Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С.* Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010. № 2. С. 77–96.

4. *Чипизубов А.В., Мельников А.И., Столповский А.В., Баскаков В.С.* Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения в пределах Байкало-Ленского заповедника (зона Северобайкальского разлома) // Труды Государственного природного заповедника «Байкало-Ленский». Вып. 3. Иркутск: РИО НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2003. С. 6–18.

5. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С.* Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения зоны Приморского разлома (оз. Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 2. С. 63–77.

6. *Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А., Денисенко И.А.* Среднекедровая палеосейсмодислокация в Байкальском хребте: структура и оценка смещений по данным георадиолокации // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 531–555.

7. *Lunina, O.V., Li D., Lyv Y. et al.* Cosmogenic ^{10}Be dating in a bedrock fault scarp at the Middle Kedrovaya paleoseismic rupture zone (Baikal Mountains, Russia) // Abstracts of 20th INQUA Congress. At https://app.oxfordabstracts.com/events/574/program-app/submission/87584.

М.В. Лучицкая[1], А.В. Моисеев

Гранитоиды и дайковые комплексы мыса Святой Нос, Верхояно-Колымская складчатая область, Лаптево-Восточно-Сибироморский регион: новые U-Pb SIMS данные по цирконам, петро-геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования

В пределах северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области на мысу Святой Нос, разделяющий побережья моря Лаптевых и Восточно-Сибирского, обнажаются вулканиты основного, среднего состава, содержащие прослои туфов, кластолав и терригенных пород, прорванные гранитоидами Святоносского массива. Возрастная принад-

[1] Геологический институт РАН; luchitskaya@ginras.ru, moartem@yandex.ru

лежность вулканитов точно не установлена. Существуют стратиграфические и геохронологические данные как о позднеюрском, так и о раннемеловом возрасте вулканитов [4, 5]. В геодинамическом плане они рассматриваются как часть позднеюрско-раннемеловой Святоносско-Олойской островодужной системы, расположенной на окраине Сибирского континента [8, 13–15, 17, 23, 26]. Возраст гранитоидов считается раннемеловым, данные об их петро-геохимическом составе в опубликованной литературе отсутствуют и геодинамическая позиция гранитоидного магматизма неясна. Гранитоиды Святоносского массива вместе с гранитоидами о-ва Бол. Ляховский Новосибирских о-вов образуют северное окончание меридионального пояса оловоносных раннемеловых интрузий, протягивающегося до Северного пояса гранитоидов на юге в пределах северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области, а в восточном направлении раннемеловые оловоносные интрузии продолжаются вдоль арктической окраины Чукотки в пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы.

Интрузивные породы Святоносского массива представлены кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами. В гранитоидах присутствуют округлые включения более мелкозернистого и меланократового состава, чем в гранитоиды, представленные диоритами.

Гранитоиды рассечены дайками диоритовых порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, риодацитов, редкими жилами аплитов и пегматитов. Установлено север-северо-восточное простирание даек гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов.

Нами получены новые данные о возрасте цирконов из гранитоидов Святоносского массива и пород даек. Призматический габитус кристаллов цирконов, тонкая осциляторная зональность и отсутствие унаследованных ядер на микрофотографиях цирконов, выполненных в режиме катодолюминесценции, величина Th/U отношения от 0.30 до 0.94 указывают на их магматический генезис.

Конкордатные возрасты, рассчитанные для трех образцов гранитоидов составляют 114±1, 112±1 и 114±2 млн лет (средневзвешенные – 113±1, 112±1 и 115±1 млн лет), для пород даек – 113±1, 111±2 и 119±1 млн лет (средневзвешенные – 113±1, 112 и 120 ±1 млн лет). Эти оценки возраста соответствуют границе апта и альба или апту и отражают время кристаллизации пород.

Гранитоиды характеризуются содержаниями SiO_2 64.65–72.76, Na_2O+K_2O 4.52–7.46 мас. %; дайки – 57.34–68.39, 5.25–6.89 мас. % и по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности – гранодиоритам, лейкогранитам, низкощелочным гранитам и диоритам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, гранитам соответственно. Те

же поля на диаграмме $Na_2O+K_2O–SiO_2$ занимают раннемеловые гранитоиды святоносского комплекса о-ва Бол. Ляховский.

Согласно [16] гранитоиды и породы даек Святоносского являются известково-щелочными, реже известковыми, магнезиальными (Fe*=0.64–0.76), низко-умеренно- глиноземистостыми (ASI=0.73–1.07) образованиями. Близкие характеристики имеют гранитоиды святоносского и тарского комплексов о-ва Бол. Ляховский.

Редкоэлементный состав гранитоидов Святоносского массива характеризуется низкими–умеренными содержаниями Zr (76–102 г/т), Nb (6.6–10.2 г/т), Rb (42–146 г/т), Sr (104–191 г/т), умеренными суммарными содержаниями редкоземельных элементов РЗЭ (105–216 г/т). Гранодиорит-порфиры даек имеют близкие вариации данных элементов – Zr (48–172 г/т), Nb (8.5–9.8 г/т), Rb (82–135 г/т), Sr (101–236 г/т) и также умеренные суммарные содержания РЗЭ (100–166 г/т). Максимальные значения элементов сопоставимы со средними их содержаниями в гранитах I-типа.

Гранитоиды Святоносского массива и монцодиориты из включения в гранитоидах имеют в разной степени фракционированные распределения РЗЭ, которые характеризуются обогащением ЛРЗЭ, близкое к горизонтальному распределение в тяжелой части (La_N/Yb_N=1.98–14.87) и отчетливую отрицательную Eu-аномалию (Eu/Eu*=0.40–0.69). Аналогичным типом распределения РЗЭ характеризуются гранодиорит-порфиры и кварцевый диорит (монцодиорит)-порфириты из даек (La_N/Yb_N=5.46–9.05; Eu/Eu*=0.30–0.87).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для гранитоидов Святоносского массива и пород даек характеризуются сходным типом распределения с обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и минимумами Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti.

Гранитоиды и породы кислого состава даек по соотношению Zr и 10^4Ga/Al (Whalen et al., 1987) соответствуют гранитам I- и S-типов, в том числе дифференцированным гранитам I-типа, и отличаются по от гранитов A-типа. Согласно вариациям петрогенных оксидов на диаграмме [6] гранитоиды Святоносского массива и гранодиоритов из даек также соответствуют гранитов I- и S-типов, также как гранитоиды святоносского и тарского комплексов о-ва Большой Ляховский.

По соотношению Rb и (Y+Nb) гранитоиды Святоносского массива и пород даек соответствуют гранитам вулканических дуг и постколлизионных гранитов [25].

Полученный интервал возраста кристаллизации гранитоидов и пород даек Святоносского массива 119–111 млн лет соответствует середине апта – началу альба и хорошо коррелируется с таковым для ран-

немеловых гранитоидов острова Большой Ляховский (111–122 млн лет [7, 11, 18]).

Апт-альбский этап гранитоидного магматизма широко проявлен в различных структурах арктической окраины Чукотки. В предшествующее позднеюрское (волжское)–раннемеловое время происходило закрытие Южно-Анюйского бассейна в результате коллизии микроплиты Чукотка–Арктическая Аляска и активной окраины Сибири, что привело к становлению покровно-складчатой структуры в готериве–барреме [14]. В апт-альбское время режим коллизионного сжатия сменился на постколлизионное растяжение, сопровождаемое сдвигообразованием, что отражено в работах многих авторов [1, 10, 14, 20–22, 26]. Направление регионального растяжения было установлено как субширотное (ВСВ-ЗЮЗ) на основании субмеридиональной ориентировки даек и кварцевых жил в районе г.Певек на территории Анюйско-Чукотской складчатой системы [21]. Апт-альбское растяжение сопровождалось формированием комплексов гранитно-метаморфических ядер в пределах структур, ранее описываемых как структуры поднятий, в которых обнажаются кристаллический фундамент и палеозойский чехол Чукотского микроконтинента, а также формированием наложенных орогенных впадин [1–3, 14, 21, 26]. Растяжение в апт-альбское время зафиксировано также в пределах Амеразийского бассейна [9, 12, 24].

Сопоставление гранитоидов и пород даек мыса Святой Нос с гранитоидами различных структур арктической окраины Чукотки по петрогеохимическому составу показывает, что по ряду параметров они сходны с гранитоидами Алярмаутского поднятия и Тытыльвеемской, а гранитоиды Чаунской зоны (район г.Певек) отличаются более высокими содержаниями K_2O и более высоким индексом глиноземистости.

Область распространения апт-альбских гранитоидов арктической окраины Чукотки протягивается и на Арктическую Аляску в район бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби [19, 22]. Здесь выделяется Западный пояс плутонов бассейна Юкон-Коюкук, возраст которых составляет 113–99 млн лет и серия гранитных плутонов террейна Руби с возрастом 112–96 млн лет [19].

Химический состав гранитоидов Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби отличается от состава рассмотренных выше гранитоидов мыса Святой Нос и гранитоидов арктической окраины Чукотки. Гранитоиды Западного пояса сходны с гранитами А-типа, а террейна Руби – с гранитам S-типа.

Таким образом, апт-альбский возраст, постскладчатый характер внедрения и близкие петрогеохимические особенности гранитоидов мыса Святой Нос и постколлизионных гранитоидов (117–105 млн лет) арктической окраины Чукотки позволяют относить их к тому же этапу по-

стколлизионного растяжения. Этот этап растяжения также широко проявлен в пределах прилегающих к арктической окраине Чукотки шельфах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского [9, 12, 24].

Благодарности. Полевые и аналитические работы выполнены по проекту РНФ № 18-77-10073 и в соответствие с планом научно-исследовательских работ ГИН РАН.

Литература

1. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 48 с.

2. *Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В*. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. 2003. Отд. Геол. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.

3. *Гельман М.Л.* Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102-115.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка / Составители: М.К. Косько, Н.С. Бондаренко, В.Ф. Непомилуем. Ред. В.И. Устрицкий. М.: ВСЕГЕИ, 1985. 170 с.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские о-ва. Объяснительная записка / Ред. В.И. Гинзбург. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.

6. *Гребенников А.В*. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

7. *Дорофеев В.К, Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.* Новосибирские о-ва. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 1999. 130 с.

8. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 с.

9. *Казмин Ю.Б., Лобковский Л.И., Кононов М.В.* Геодинамическая модель развития Амеразийского бассейна Арктики (к обоснованию принадлежности хребта Ломоносова, поднятия Менделеева и котловины Подводников к Российской материковой окраине) // Арктика: экология и экономика. 2014. № 4. С. 14–27.

10. *Катков С.М. Миллер Э.Л., Торо Х.* Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. №5. С. 61–80.

11. *Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шманяк А.В.* Магматические комплексы восточного сектора Российской Арктики / Под ред.

В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.

12. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др.* Геодинамическая модель развития арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя, и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.

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

14. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С.5–30.

15. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

16. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. N. 11. P. 2033–2048.

17. *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. 2009. Vol. 463. P. 86–108.

18. *Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al*. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. N 2. P. 167–170.

19. *Miller T.P.* Contrasting rock suites of the Yukon-Koyukuj basin and the Ruby Geanticline, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. N B11. P. 15969–15987.

20. *Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A. et al*. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 157–175.

21. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E*. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 223–241.

22. *Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V. et al.* Circum-Arctic lithosphere evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia basin of the Arctic / Pease V., Coakley B. (eds.). Circum-Arctic Lithosphere Evolution // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. V. 460. https:doi.org/10.1144/SP460.9

23. *Natal'in B*., *Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonic of Arctic region // Tectonics. 1999. Vol. 18. Is. 4. P. 977–1003.

24. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A, Ershova V.P*. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics and Tectonophysics. 2017. Vol. 8. N 1. P. 11–43.

25. *Pearce J.A*. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. N. 4. P. 120–125.

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

27. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. Vol. 95. Is. 4. P. 407–419.

Р.А. Магомедов[1]

Современная геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа

В сейсмогеодинамическом отношении Восточный Кавказ принадлежит Иран-Кавказ-Анатолийскому региону Средиземноморско-Гималайского пояса, которому свойственны сильнейшие землетрясения. Хотя исследуемый регион в геолого-геофизическом отношении считается наиболее изученным, проведенный анализ фондового геолого-геофизического материала разных авторов с целью восстановления истории геодинамического развития Восточного Кавказа показал, что нет однозначного взгляда на геодинамическую ситуацию в регионе. Каждый автор предлагает свое видение (геодинамическую концепцию) и, к сожалению, в настоящее время не представляется возможным проведение проверки с помощью "природного эксперимента" умозаключений авторов.

В книге «Большой Кавказ в Альпийскую эпоху» под редакцией Ю.Г. Леонова [1], предложена следующая геокинематическая интерпретация новейших тектонических движений на юге России. Напротив Аравийского выступа и Кавказа платформенная область Юго-Восточной Европы на новейшем этапе испытала повышенное сжатие, которое реализовалось, во-первых, в поддвиге коры и надвигообразовании прямо напротив зоны давления и, во-вторых, в латеральном выжимании материала из этой зоны к востоку – к Прикаспийской синеклизе и, может быть, Туранскому коридору между зонами давления Аравии и Индии. Прикаспийский блок в этом поле деформаций выжался к востоку, а область его отрыва маркируется Западно-Прикаспийским и Окско-Донским новейшими прогибами, образовавшимися в результате субширотного растяжения.

[1] Институт геологии ДФИЦ РАН; ra-mag@yandex.ru

Современная складчатость Восточного Кавказа произошла в предплейстоценовой фазе складчатости, в период значительного максимума альпийской активизации, с которым связана и повышенная современная сейсмическая активность региона. Новейший структурный элемент Кавказа – Аграхано-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона I порядка Н.В. Короновского отчетливо выделяется в рельефе поверхности Мохоровичича [2]. Она пересекает *Пшекиш-Тырныаузскую шовную зону,* которая проявляется в верхних структурных этажах зонами повышенных деформаций. Наибольшая геодинамическая активность наблюдается именно в районе пересечения этой зоны с субкавказскими разломами во фронтальной части Дагестанского выступа, подтвержденная долговременной сейсмической активностью. Именно здесь наблюдается своеобразный узел сопряжения тектонических и складчатых структур субмеридиального и субширотного направлений.

В процессе анализа результатов исследований опубликованного и фондового материалов выявлены новые данные о дизъюнктивной тектонике и современной геодинамике региона, которые требуют переосмысления и переинтерпретации. Результатом продолжения исследований по Восточному Кавказу явилась составленная нами новая схема дизъюнктивно-пликативной тектоники его северо-восточного сегмента в масштабе 1:500 000 (рис. 1).

Составленная схема позволила установить блоковое строение сегмента, которая хорошо согласуется с сейсмологическими, геолого-геофизическими и геодезическими данными и объясняет отмеченные нами ранее, особенности геодинамического режима и современной сейсмичности изучаемой территории.

В исследовании использовался метод структурного анализа, основанный на изучении геологических карт и разрезов. Основные принципы построения схемы заключались в объединении разломно-блоковых структур литосферы и ее деструктивных зон (разрывных нарушений) на двух масштабно-временных уровнях с учетом их возраста и структурно-исторических особенностей.

Новая обобщенная схема отражает почти все известные крупные дизъюнктивные нарушения и блоки фундамента и осадочного чехла северо-восточного сегмента Восточного Кавказа на современном этапе его изученности и служит необходимым основанием для изучения процессов взаимодействия блоков, локализации источников напряжений, исследования движений по границам блоков, для выявления потенциальных сейсмических очагов, долгосрочный прогноз их очередной активизации и адекватной оценки сейсмической опасности и сейсмического риска в этом густонаселенном и промышленно развитом регионе страны.

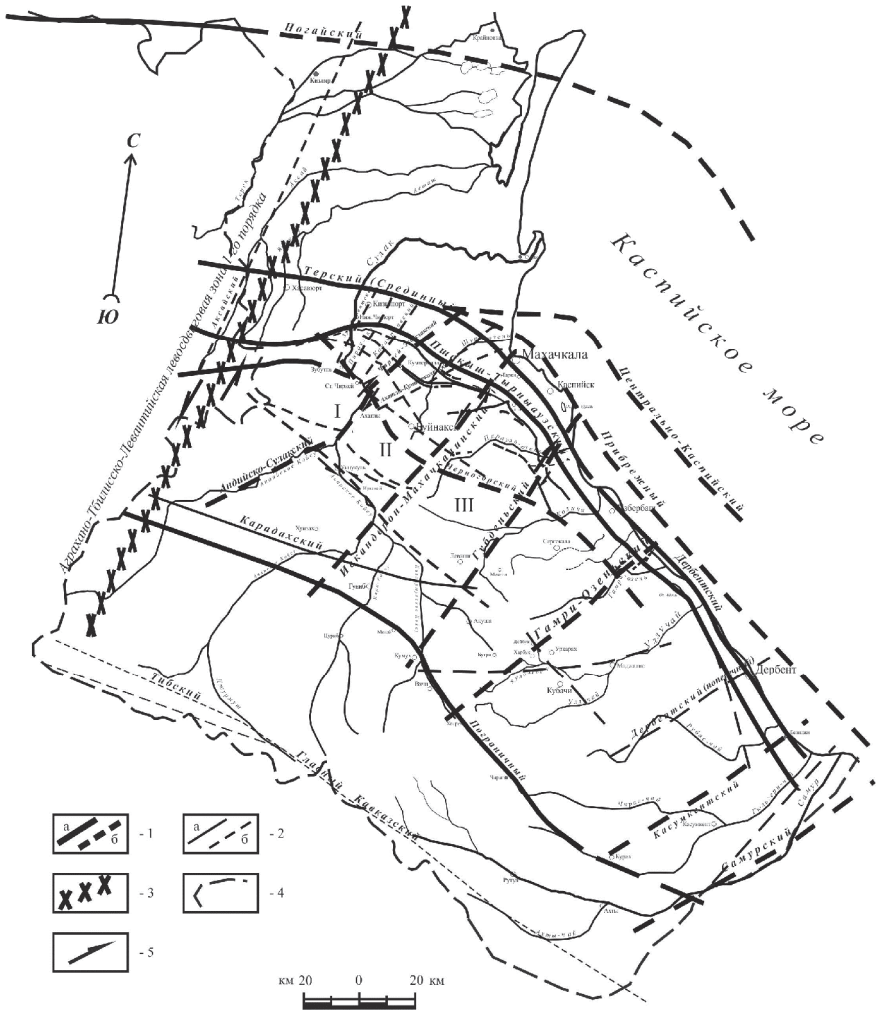


Рис. 1. Схема дизъюнктивно-пликативной тектоники северо-восточного сегмента Восточного Кавказа.

Критические в сейсмогеодинамическом отношении блоки: I – Сулакский выступ, II – Капчугайская грабень (впадина), III – Губденский (Талгинский) выступ.

1 – границы разломно-блоковых структур и деструктивные зоны первого масштабно-временного уровня – **доюрского фундамента:** *а* – достоверные, *б* – предполагаемые); *2* – границы разломно-блоковых структур и деструктивные зоны второго масштабно-временного уровня – **осадочного чехла:** *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *3* – Аграхано-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона первого порядка; *4* – граница республики Дагестан; *5* – направление движения блоков

Восточный Кавказ отличается резко дифференцированным характером новейших движений. Большая дифференцированность движений и повышенная сейсмичность Восточного Кавказа согласуется с его более высокой подвижностью в течение всего альпийского цикла. В результате тангенциального, субмеридионального сжатия, имевшего место в предакчагыльскую фазу складчатости, произошло резкое усложнение ранее сформированных структур. Надвигание складчатого осадочного чехла происходило по разломам глубокого заложения с южным падением смесителей, не выходящих в приповерхностные участки к северу, в сторону Терско-Каспийского прогиба (рис. 2).

Неотектонические данные по Восточному Кавказу наиболее полно укладываются в неомобилистские представления, объясняющие формирование складчатых деформаций горизонтальными сжатиями, являющимися результатом резкого увеличения скорости сближения Аравийской и Евроазиатской плит (Скифской и Туранской), что приводит в свою очередь к горизонтальному сжатию и развитию структур скалывания в пределах сооружения Восточного Кавказа, и естественно, к всплеску сейсмической активности в регионе.

Для объяснения особенностей современного сейсмического режима территории Восточного Кавказа нами предложена ***«клавишная модель» механизма геодинамических и геотектонических процессов*:** упругая сейсмическая энергия в очаге потенциального сильного землетрясения (блоке земной коры или на стыке смежных блоков) накапливается за счет сжатия, создаваемого пододвигающимися под Кавказское сооружение с севера и СВ Евроазиатской (Скифской и Туранской), с юга – Аравийской плитами. В определенный критический момент блок коры, накопивший предельное тангенциальное напряжение, «отскакивает» в сторону Евроазиатской плиты, что сопровождается сильным землетрясением.

В следующий «промежуток времени» (в период образовавшейся зоны растяжения) вероятны субвертикальные движения горст-грабе-нов (за счет скачкообразной «сработки» энергии вертикальной составляющей тектонической напряженности, в местах сцепления торцов взаимодействующих блоков земной коры). Как известно, сопротивление горных пород на растяжение примерно на порядок (в 6–15 раз) меньше их сопротивлению сжатия, и разрушения начинаются в области растяжений. Чередования фаз сжатий и растяжений земной коры при прохождении тектонической волны (чередование подъемов, связанных со сжатиями и опусканий блоков земной коры, связанных с растяжениями), вероятно, приводят к сильным сейсмическим событиям. Критическими в области Дагестанского сектора Восточного Кавказа являются

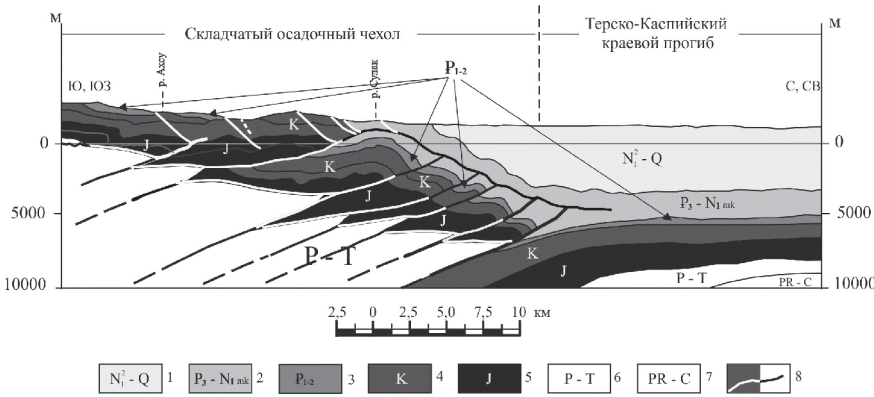


Рис. 2. Модель сочленения Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа [3, с дополнениями].
1 – квартер – средний миоцен; *2* – олигоцен – нижний миоцен, майкоп; *3* – палеоцен–эоцен; *4* – мел; *5* – юра; *6* – пермо-триас; *7* – протерозой–карбон; *8* – разрывные нарушения

три блока: Сулакский, Капчугайский и Губденский (Эльдамо-Кукуртауский, Талгинский), а также узкие (шириной несколько км) линейно-вытянутые в субкавказском направлении, межблоковые зоны (участки новейших поднятий и опусканий земной коры) – район Миатлов, Шамхал-Булака и Экибулака, где в майкопское время отмечалось интенсивное грабенообразование, в которых мощность осадков в 2 и более раз превышали значения в сопряженных блоках. При изменении геодинамической обстановки в сопредельных территориях или при прохождении очередной тектонической волны, очаг на этих участках, может «сработать» первым. Подобно клавишам пианино.

Таким образом, современный геодинамический режим региона в свете изложенных теоретических положений – результат и реакция геологической среды на встречные движения трех крупных тектонических плит, источником энергии которых является внутренняя энергия Земли и ее ротационно-пульсационный режим как планеты.

Литература

1. Большой Кавказ в Альпийскую эпоху / Отв. Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

2. *Короновский Н.В.* Агрохан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона – важнейшая структура Кавказского региона //ДАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 83–89.

3. *Магомедов Р.А*. Дизъюнктивная тектоника и современная сейсмичность территории Восточного Кавказа // Отечественная геология. 2014. №3. С. 69–77.

В.М. Макеев[1], Н.В. Макарова[2], Т.В. Суханова[2], Е.А. Пикулик[1]

Современная геодинамика и неотектоника центральной части Русской равнины

Рассматриваемая территория, включая район Нововоронежской АЭС-2 (НВАЭС-2), находится в центральной части Русской равнины в пределах Ливенско-Богучарской (Лосевско-Мамонской) раннепротерозойской сутуры и сопряженных с ней вещественно-структурных комплексов. К востоку от нее расположен Хоперский нижнепротерозойский комплекс, к западу – Курский (гранит-зеленокаменный) архейский комплекс. Древние комплексы перекрыты полого наклонными на северо-восток (палеозой) и восток (мезозой) отложениями чехла [4]. К сутуре и прилежащих к ней комплексам приурочен новейший Окско-Донской прогиб с наложенным характером развития относительно деформаций поверхности кристаллического фундамента. В зоне сочленения Окско-Донского прогиба, точнее, Кривоборского плиоценового прогиба и склона Курского сводового поднятия на левобережье р. Дон в 45 км юго-восточнее г. Воронеж и в 3.5 км южнее г. Ново-Воронеж расположено экологически опасное сооружение – НВАЭС-2 (рис. 1).

Геодинамические условия формирования неотектонических структур рассматриваемой территории неоднозначны, что негативно сказывается и на оценке безопасности атомной станции. Региональное поле сжатия многими исследователями рассматривается как субмеридиональное, наводимое с юга со стороны Кавказа, или Аравийской плиты. Воздействием этих напряжений объясняется развитие сдвигов и впадин типа «пулл-апартов» в средней части Дона, и одновременно образование блоковой структуры в регионе [2, 5]. Утонение земной коры в пре-

[1] Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия; vmakeev@mail.ru, elena_pikulik@bk.ru

[2] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vladim-makarov@yandex.ru, tanikamgu@mail.ru

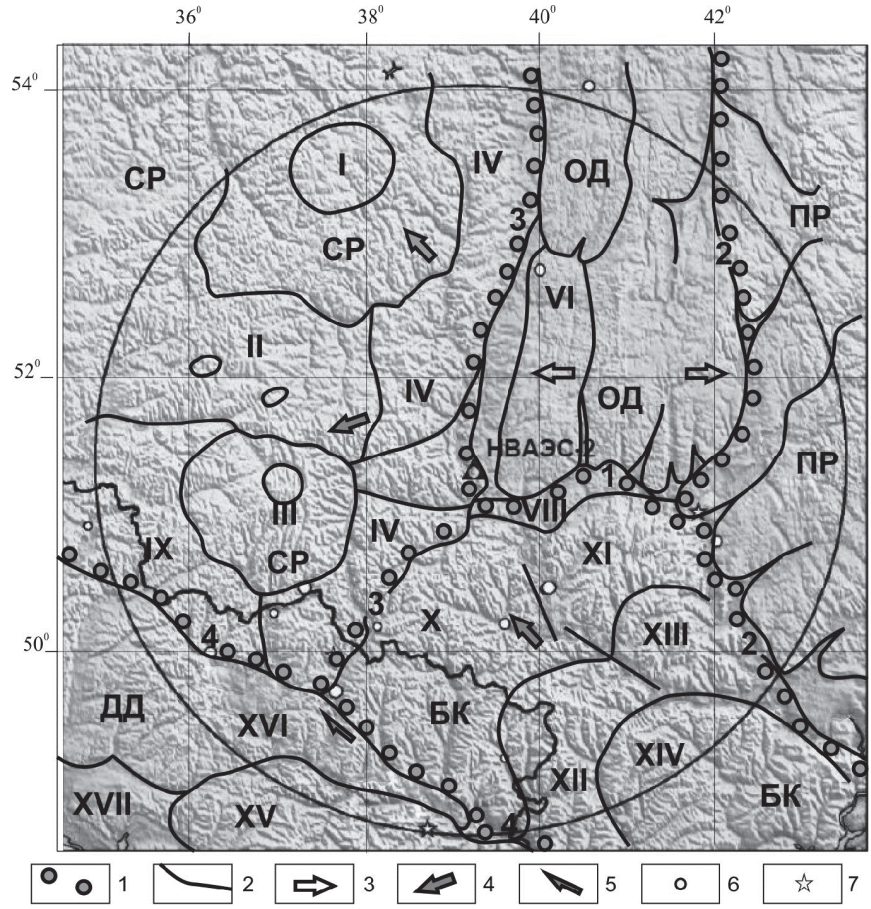


Рис. 1. Структурно-геодинамическое районирование центральной части Русской равнины (круг – радиус 300 км от площадки НВАЭС-2).
1 – геодинамически активные зоны (1 – Белгородско-Калачская, 2 – Хоперско-Ломовиская, 3 – Оскольско-Воронежская, 4 – Северско-Донецкая); *2* – границы новейших структур. Названия структур: СР – Среднерусская система поднятий (своды: I – Ефремовский, II – Поныринский и III – Курский; ступени поднятий: IV – Кшель-Оскольская и IX – Крупецкая); ОД – Окско-Донской прогиб (V – Кривоборский прогиб, VI – Панинское и VII – Тамбовкое поднятия); ПР – Приволжская и БК – Белогорско-Калачская системы поднятий (поднятия: VIII – Лискинское, X – Доно-Белогорское, XI – Северо-Калачское, XII – Кантемировское и XIII – Южно-Калачское, XIV – Первомайско-Чирская ступень); ДД – Днепровско-Донецкая система поднятий и прогибов (XV – Донецкое и XVI – Харьковское поднятия, XVII – Днепровский прогиб). Глубинные геодинамические процессы: *3* – направление усилий растяжения, *4* – направление усилий сжатия, *5* – направление сдвиговых усилий, *6* – эпицентры землетрясений по историческим данным, *7* – эпицентры землетрясений по инструментальным данным

делах Окско-Донского прогиба [1] и его современное дифференцированное развитие указывает на формирование его в условиях внутриплатформенных напряжений растяжения. В прогибе отчетливо выражено развитие субмеридиональных зон поднятий и прогибов и поперечных к ним структур, дифференцирующих (преобразующих) прежний неогеновый структурный план. Субмеридиональные структуры не согласуются со смежно расположенными Среднерусской и Приволжской системами поднятий: в первой ярко проявлен сводовый тип структур, во второй – линейный, геодинамически притянутый к Прикаспийской длительно и устойчиво развивающейся впадине. С этой точки зрения Окско-Донской прогиб рассматривается как современная геодинамически активная зона [3] с наложенным и несогласным характером развития относительно смежных поднятий.

Детальные исследования района Нововоронежской АЭС (район впадения рек Воронеж, Еманча и Хворостань в Дон) выявили ряд особенностей развития неотектонических структур и геодинамических процессов. Район исследований включает субширотное Еманчинское поднятие (ЕМ), точнее, его периклинальное замыкание с суммарной амплитудой поднятия за новейший этап 170–210 м. Западнее за пределами рассматриваемого района в верховье рек Еманча и Девица (южная) амплитуда поднятия составляет 230 м [4]. На юге поднятие сопряжено с Потуданьским прогибом, к северу – с Семилукским прогибом (широта г. Воронеж). Поднятие и прогибы, простирающиеся субширотно, осложняют структурную ступень обширного Курского (Обоянского) сводового поднятия, наклонную в сторону Кривоборского прогиба. К востоку развитие этих структур не прослеживается. Они обрываются на так называемых «предполагаемых новейших структурных линиях» (флексуры, разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости) [4] и на сочленении с субмеридиональными структурами Окско-Донского прогиба [3].

Площадка НВАЭС-2 расположена в зоне Доно-Воронежского прогиба, к которому приурочена долина Дона. В долине выделяются локальные впадины: Гремячинская (Гр), Пашенковская (Пш) и Троицкая (Тр) (рис. 2), связанные антецедентными участками р. Дон (см. рис. 2). Прогиб приурочен к зоне Семилуки-Липецкого раннепротерозойского разлома. К востоку от р. Дон в пределах Кривоборского прогиба отмечается развитие современных структур – Аношкинско-Колодезного поднятия (АК) и Боевско-Россошанского прогиба (БР). Западнее в пределах высокого правого склона р. Дон выделяется крупный Белогорско-Сторожевой тектоно-гравитационый массив. Формирование этих структур, включая гравитационный массив, связывается с современными

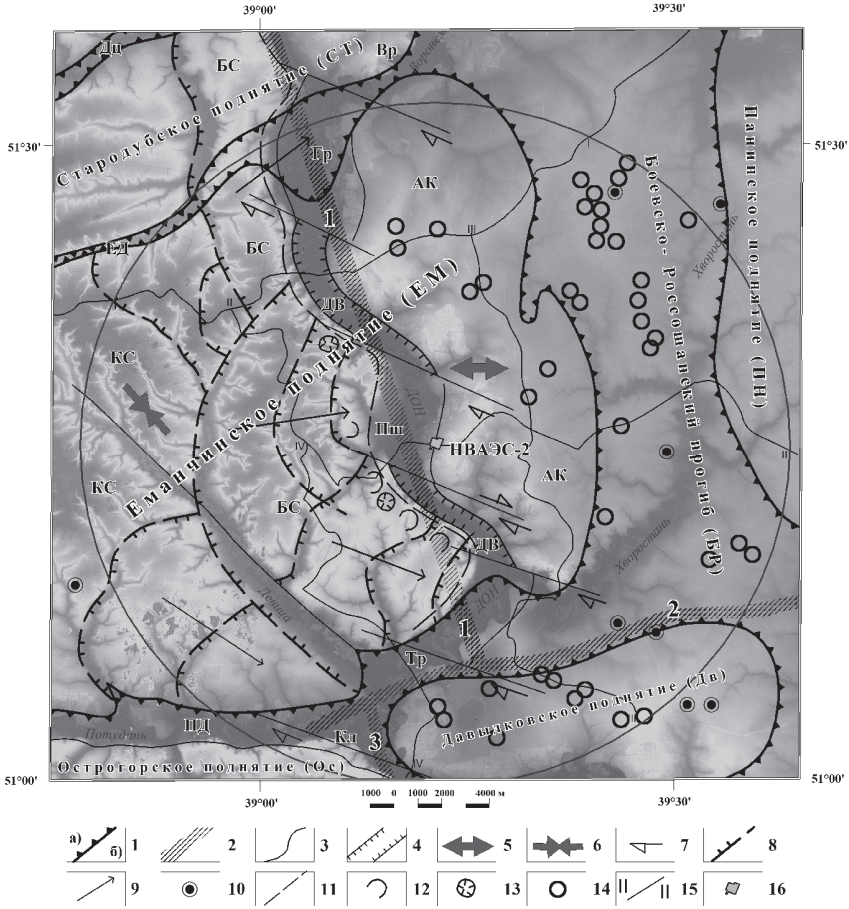


Рис. 2. Неотектоническая структура района Нововоронежской АЭС-2.
1 – Неотектонические структуры: *а* – прогибы, *б* – поднятия. Главные прогибы: ПД – Потуданский, ДЦ – Девицкий, ЕД – Еманчинско-Донской, БР – Боевско-Россошанский. Главные поднятия: КС – Касторненский, ЕМ – Еманчинское, СТ – Стародубское, ПН – Панинское. *2* – геодинамически активные зоны (1 – Семилуки-Липецкая, 2 – Судженско-Икорецкая, 3 – Тихососновская). *3* – Структурные линии – границы локальных впадин и поднятий, в т.ч. зоны повышенной трещиноватости, разрывы, линеаменты. Локальные впадины: Гр – Гремячинская, Пш – Пашенковская, Тр – Троицкая, Кл – Калининская. Локальные поднятия: Ак – Аношкинско-Колодезное, Вр – Воронежское, Ос – Острогорское. Бс – Белогорско-Сторожевой тектоно-гравитационный массив. *4* – Антецедентные участки речных долин, *5* – напряжения растяжения, *6* –напряжения сжатия, *7* – сдвиговые напряжения, *8* – границы тектоно-гравитационных массивов, *9* – направление смещения массивов, *10* – эпицентры землетрясений (Ежова и др., 2010), *11* – эрозионный высокоградиентный склон р. Дон. Формы рельефа: *12* – оползневые, *13* – карстовые; *14* – площадка НВАЭС-2

внутриплатформенными окско-донскими напряжениями растяжения, активность которых распространяется и на правый склон р. Дон.

Тектоно-физический анализ борозд скольжения (расчеты поля напряжений выполнены Н.А. Гордеевым, ИФЗ РАН), измеренных в верхнемеловых отложениях писчего мела на правом склоне р. Дон показал, что наряду с широтным растяжением в районе действуют напряжения СЗ-ЮВ сжатия. Происхождение этих напряжений связывается с ростом и расширением обширного Ефремовского сводового поднятия (см. рис. 1). Под его влиянием происходит формирование Еманчинского поднятия с северо-западной асимметрией и сопряженных с ним прогибов, отмеченных выше. К долине Дона к зоне Семилуки-Липецкого разлома приурочена зона интерференции разнородных напряжений с образованием правых сдвигов и впадин типа пулл-апартов (Гр, Пш, Тр). В этой связи зона Семилуки-Липецкого разлома рассматривается как современная геодинамически активная.

С развитием впадин типа пулл-апартов связывается образование указанных выше впадин с аномальным расширением поймы р. Дон и повышенной мощностью аллювия Антецедентные участки р. Дон, связывающие эти впадины, проявляют правокулисное строение линеаментов, отражающее правосдвиговые деформации. Эти впадины являются своеобразными геодинамическими центрами, к которым развиваются крупные по размеру тектоно-гравитационные массивы-оползни до 20 км шириной, нарушающие Еманчинское поднятие. Предполагается, что массивы могут сползать по наклонным к востоку (в сторону Дона) глинам барремского яруса нижнего мела и, возможно, по более глубокой поверхности кристаллического фундамента. Дуговые ограничения этих массивов подчеркиваются речными долинами: рр. Девица, Еманча и др. Одновременно с этим интенсивно развиваются и приповерхностные процессы: карст, оползни, трещины отрыва, просадки и др.

Таким образом, разнотипные и разноранговые напряжения приводят к развитию специфических для древней и устойчиво развивающейся платформенной территории сдвиговых деформаций и связанных с ними впадин. Изучение этих структур является актуальным для оценки безопасности территорий размещения экологически опасных и технически сложных сооружений.

Литература

1. Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа-Урал-Западная Сибирь (Строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург, 2002. 312 с.

2. *Копп М.Л.* Окско-Донской новейший прогиб. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2004. С.190–237. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

3. *Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И., Соколовский А.К., Суханова Т.В*. Окско-Донской прогиб — современная геодинамическая зона Восточно-Европейской платформы // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3–13.

4. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла (Г.И. Раскатов, В.Ф. Лукьянов, А.А. Старухин и др.). Воронеж, 1976. 120 с.

5. *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Тр. научно-исслед. ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. 2002. Вып. 9. 220 с.

Е.А. Мануилова[1]

Новейшая тектоника и нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты

Западная Сибирь – крупнейший нефтегазоносный бассейн на территории РФ. Однако, в настоящее время в регионе наблюдается дефицит базы перспективных объектов для поддержания и развития углеводородного сырья [2]. В связи с этим возникла потребность в разработке новых методических подходов для поиска нефтегазовых месторождений. Одним из перспективных направлений является проведение структурно-геоморфологического анализа рельефа с выходом на установление неотектонического строения и геодинамической обстановки территории исследования. В основе этого метода [7] лежит дешифрирование гидрографической сети и рисунка современного рельефа, которые являются результатом как тектонических движений, так и воздействия экзогенных процессов. Стоит отметить, что строением новейшего плана Западно-Сибирской плиты занимались и другие исследователи [2, 6], но это были обобщающие работы. В данной работе проведено детальное дешифрирование (рабочий масштаб 1:500000), которое позволило выявить новейшие дислокации, выраженные в рельефе, установить их

[1] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; manuilovaekaterina139@gmail.com

взаимосвязь с месторождениями углеводородов и построить карту прогноза на нефть и газ.

В процессе работ были использованы топографические карты масштаба 1:500 000, спектрозональные космические изображения (Landsat), цифровая модель рельефа (SRTM) и геофизические данные (сейсмические профиля). Автоматизированное дешифрирование проводилось с использованием программы LESSA [4]. В программе GlobalMapper построены и проинтерпретированы геоморфологические профили. Построение прогнозной карты осуществлялось в программе Lineament [3].

Начало формирования новейших дислокаций на территории Западно-Сибирской плиты совпадает по времени с регрессией позднеолигоценового туртасского бассейна и накоплением озерно-аллювиальных отложений амбросимовской свиты раннего миоцена [1]. Проведенные исследования позволили установить самый молодой, четвертичный (предположительно средненеоплейстоцен-голоценовый) структурный план региона, который представляет собой систему разноранговых поднятий и сопряженных с ними впадин, образующих неотектонические области. Линии вытянутости гидросети, построенные с помощью программы LESSA, подчеркивают конфигурацию структур: в одних случаях следуют вдоль границ поднятий, в других – образуют радиально расходящийся рисунок. В местах изменения простираний линий вытянутости проходят границы новейших структур. Региональные поднятия представляют собой сочетание поднятий первого ранга, разделенных узкими впадинами. Пликативные структуры в одних случаях полностью наследуют своды фундамента, в других – не целиком или не наследуют, образуя обращенные структуры. В пределах впадин установлены поднятия первого ранга, которые частично наследуют древний структурный план. Помимо этого, отмечаются локальные поднятия, которые наследуют своды гранитных массивов, базитов, а также приурочены к внутренним зонам развития триасовых грабен-рифтов. Неотектонические области объединяются в более крупные структуры – сегменты: Ямало-Гыданский, Обь-Тазовский, Северо-Уральский, Южно-Уральский, Широтное Приобье, Северо-Енисейский, Южно-Енисейский, Тобольско-Обский.

Новейшие структуры Западно-Сибирской плиты осложнены «слабыми зонами» (термин введен Н.П. Костенко [7]) – зоны разрывов, повышенной трещиноватости, проницаемости и др. Доминирующими простираниями «слабых зон» на территории исследования являются северо-западные и северо-восточные. Некоторые из них смещают границы как региональных, так и локальных структур, что указывает на сдвиговую природу этих дислокаций. Установлено, что «слабые зоны» северо-западного простирания – правосторонние сдвиги, а северо-

восточного – левосторонние сдвиги. Эта комбинация правых и левых сдвигов определяет обстановку субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Наличие сдвигового поля напряжений на территории Западно-Сибирской плиты подтверждается и в работах других исследователей [8–10].

Интерпретация геоморфологических профилей позволила перевести ряд «слабых зон» в ранг разрывных нарушений, а также выявить новые зоны, пропущенные при дешифрировании. Существенно дополнила информацию о разрывных нарушениях интерпретация сейсмических профилей и её сопоставление с данными геоморфологических профилей, которое показало, что разрывные нарушения, секущие структуры современного рельефа, нередко прослеживаются и в фундаменте, и в чехле плиты.

На территории исследования расположено несколько нефтегазоносных комплексов (НГК) – нижне-, средне- и верхнеюрский, неокомский и апт-сеноманский. Сопоставление карт месторождений нефти и газа, приуроченных к разным стратиграфическим уровням, с выявленными новейшими дислокациями позволило выявить шесть типов месторождений с соответствующими признаками: Тип 1 – меридиональное направление дизъюнктивных дислокаций, Тип 2 – приуроченность к узким впадинам, разрабатываемыми долинами крупных рек, Тип 3 – новейшие структуры наследующие древний структурный план, Тип 4 – сдвиги, Тип 5 – новейшие структуры наследующие древний структурный план и сдвиги, Тип 6 – меридиональное направление дизъюнктивных дислокаций и новейшие структуры наследующие древний структурный план. Установленные закономерности можно объяснить тем, что новейшие дислокации, воздействуя на комплексы пород, влияют на перераспределение залежей углеводородов, заставляя их мигрировать по зонам повышенной проницаемости. В условиях субширотного растяжения такими проницаемыми участками могут быть субмеридиональные разрывы и зоны трещиноватости пород, фрагменты развивающихся локальных поднятий, а также швы сдвиговых дислокаций.

Комплекс полученных данных был обработан в программе Lineament, что позволило получить материал для дальнейшего создания карты прогноза месторождений нефти и газа на территорию Западно-Сибирской плиты.

Таким образом, в результате исследований проведено детальное дешифрирование в масштабе 1:500000 и установлен новейший план Западно-Сибирской плиты. Описаны пликативные структуры (региональные и локальные поднятия и впадины), которые нарушены «слабыми зонами». По смещению границ региональных и локальных структур зафиксированы сдвиговые дислокации. Сочетание пликативных и раз-

рывных дислокаций создают сводово-блоковый стиль новейшего строения Западно-Сибирской плиты. Новейшие дислокации в разной степени наследуют структуры фундамента, но четкого копирования этих структур в новейшем структурном плане не наблюдается. Сопоставление нефтегазоносности территории исследования с полученными данными позволило установить некоторые закономерности в распределении месторождений углеводородов.

Литература

1. *Астапов А.П., Брадучан Ю.В., Боровский В.В и др*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист P-43. Сургут. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 342 с.
2. *Варламов И.П*. Новейшая тектоника платформенных областей Сибири. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т земной коры, 1989. 28 с.
3. *Загубный Д. Г*. Программные алгоритмы выделения геохимических аномалий по данным площадного опробования // Разведка и охрана недр. 2013. № 8. С. 28–32.
4. *Златопольский А.А*. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С. 14–28.
5. Карта неотектоники. Лист P-42. Ханты-Мансийск. ГГК,2011. Лист-P-43. Сургут: ГГК, 2010.
6. *Корчуганова Н.И*. Четвертичный структурный план и широтная зональность Западно-Сибирской равнины / Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2013. №4. С. 5–10.
7. *Костенко Н.П*. Геоморфология. М.: Изд. МГУ, 1999. 379 с.
8. *Сим Л.А., Рапопорт А.Б*. Неотектонические напряжения, разломная тектоника и нефтегазоносность северной части Колвинского мегавала // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Мат-лы XIV Междунар. конфер. Ч. 2. Петрозаводск, 2008. С. 194–197.
9. *Тимурзиев А.И*. Структуры горизонтального сдвига осадочных бассейнов и опыт применения тектонофизических методов для повышения эффективности поисков, разведки и освоения присдвиговой нефти // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 2. С. 172–183.
10. https://pandia.ru/text/77/378/33342.php

А.В. Маринин[1]

Реконструкция напряженно-деформированного состояния в зоне Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ)

Воронцовский покров расположен на южном крыле складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа, сложенном карбонатно-терригенными отложениями верхней юры – эоцена. Отложения смяты в линейные складки ЗСЗ простирания с падением осевых плоскостей на СВ (вплоть до пологого субгоризонтального наклона). Южное крыло складчатого сооружения нарушено региональными надвиговыми и покровными нарушениями, известными в литературе под общим названием «надвигов южного склона». По системе Чемитоквадживского и Краснополянского надвигов отложения верхней юры и мела Новороссийско-Лазаревской зоны надвинуты на отложения верхней юры – палеогена Чвежипсинской зоны. Образования Чвежипсинской зоны по системе нарушений Воронцовского покрова надвинуты в свою очередь на северный край Закавказской плиты, сложенный нижне-среднеюрскими отложениями Абхазо-Рачинской зоны и верхнеюрско-олигоценовыми отложениями Абхазской зоны.

Для реконструкции напряженно-деформированного состояния вблизи фронта Воронцовского покрова и Пластунского надвига нами были изучены малые структурные формы (мелкие складки, небольшие разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, сколовые трещины и стресс-стилолиты), являющимися индикаторами тектонических деформаций массива горных пород. У нас не было возможности определить точное время формирования минерального выполнения или глинок трения этих структур, но поскольку они фиксировались в отложениях от верхнемелового до олигоценового возраста, мы полагаем, что возможный диапазон формирования отражает неотектонический этап развития региона. Для анализа малых структурных форм задействован структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [1], а для обработки полученных данных по зеркалам скольжения использовался метод катакластического анализа [3, 4] и разработанные в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН программные средств (программа *STRESSGeol*).

Нами установлены преобладающие ориентировки и кинематический тип мелких разрывов и зеркал скольжения на исследованном участке (рисунок). Взбросовые и надвиговые дислокации имеют ЗСЗ-ВЮВ про-

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; marinin@yandex.ru, marinin@ifz.ru

стирание с падением плоскости сместителя на ССВ. Отрывные структуры имеют преимущественно меридиональное простирание с падением на запад под углом от 55° до вертикального. Присутствуют и пологие субгоризонтальные отрывные структуры, свидетельствующие о развитие покровно-надвиговых нарушений (ось минимального сжатия или девиаторного растяжения ориентирована субвертикально). Среди латеральных сдвиговых перемещений наибольшее развитие на исследованном участке получают левые сдвиги северо-восточного простирания (от СВ до широтных). Парагенетически связанные с ними правые сдвиги меридионального простирания (от СЗ до ССВ) встречаются реже. Наблюдаемые разрывные структуры укладываются в единый этап деформирования. В целом, можно отметить, что большинство зафиксированных мелких разрывных нарушений связано с обстановкой ССВ сжатия с формированием как взбросо-надвиговых (покровных), так и сдвиговых структур. Мелкие складчатые структуры также связаны со сжатием в СВ направлении [6]. Шарниры складок погружаются в северо-западном направлении под углом 25–35°.

В аллохтонной части Воронцовского покрова с помощью метода катакластического анализа реконструированы локальные стресс-состояния, сформированные в обстановках горизонтального сжатия и горизонтального сдвига. Оси максимального сжатия (σ_3) направлены в ССВ направлении, а оси минимальных и промежуточных сжимающих напряжений (σ_1 и σ_2) ориентированы в ЗСЗ (практически широтном) направлении или субвертикально.

Имеющиеся полевые данные не позволяют выделить хронологически обособленные этапы деформирования. Большинство геологических индикаторов тектонических деформаций сжатия связаны с основной фазой складкообразования и с северо-восточным (до ССВ) направлением сжатия [2, 8, 9]. Субмеридиональные ориентировки сжатия для Северо-Западного Кавказа реконструированы и на современном этапе при реконструкции напряженно-деформированного состояния земной коры по сейсмологическим [7] и сейсмотектоническим [5] данным. Признаки современной активности, согласованной с условиями субмеридионального сжатия, установлены по деформациям речных террас в долинах рек Сочи и Мзымта [10]. Таким образом, полученные характеристики напряженно-деформированного состояния зоны Воронцовского покрова характерны не только для основного этапа тектонического деформирования региона, но и для сделанных по сейсмологическим данным реконструкций напряженного состояния современного этапа. Выдержанность ориентировок и отсутствие парагенезов, связанных с другой ориентацией максимального сжатия, говорят о едином на неотектониче-

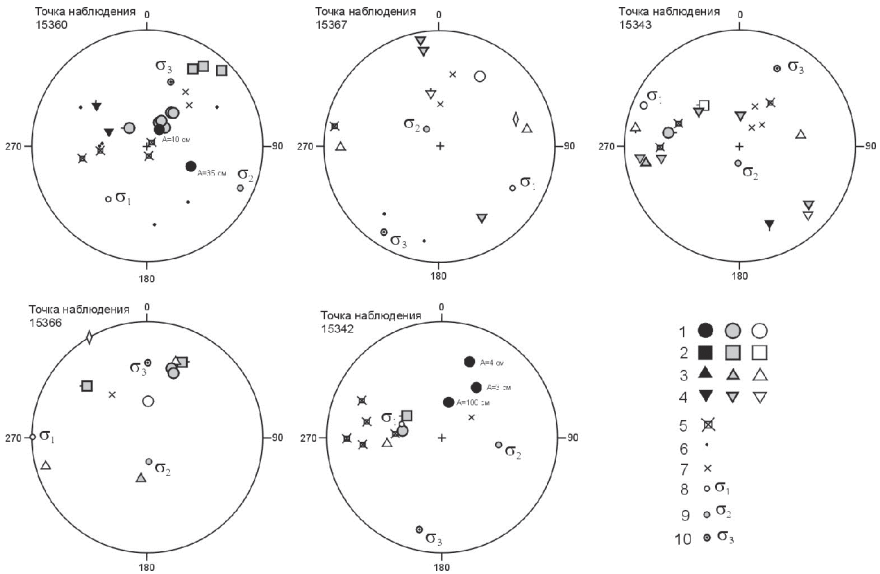


Рисунок. Примеры малых структурных форм зоны Воронцовского покрова. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны полюса структур и положение осей главных напряжений: *1–7* – полюса малых структурных форм с преимущественным типом перемещения: *1* – взбросы, *2* – сбросы, *3* – правые сдвиги, *4* – левые сдвиги, *5* – отрывы, *6* – трещины (сколового типа), *7* – элементы залегания слоистости (нормальное), *8–10* – оси главных нормальных напряжений: *8* – минимальных, *9* – промежуточных, *10* – максимальных. Заливка значков (*1–4*) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка – отличная (с амплитудой), серая заливка – хорошая, без заливки – предполагаемая

ском этапе тектоническом режиме с горизонтальным укорочением в ЮЮЗ-ССВ направлении, то есть в поперечном направлении к основным складчатым и разрывным структурам этой части Северо-Западного Кавказа. При этом проявлены как обстановки горизонтального сжатия с формированием покровно-надвиговых нарушений, так и обстановки латерального сдвигания (горизонтального сдвига).

Исследования проведены при финансовой поддержке Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

2. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.

3. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

4. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Отв. редактор Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.

5. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.

6. *Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П.* Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 319–333.

7. *Angelier J., Gushtchenko O.I., Saintot A. Ilyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., Yakovlev F.L., Malutin S.* Relations entre champs de contraintes et deformations le long d'une chaine compressive-decrochante: crime et Caucase (Russie et Ukraine). C.R. Acad. Sci. Paris. 1994. Ser.II. V. 319. P. 341–348.

8. *Marinin A.V., Saintot A.* Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. C.R. Acad. Sci. Pari. 2012. V. 344. No 3-4. P. 181–190.

9. *Saintot A., Angelier J.* Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 2002. V. 357. P.1–31.

10. *Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Shalaeva E.A. et al.* Quaternary river terraces as the marker of the Northwestern Caucasus active tectonics // Quaternary International. 2019. V. 509. P. 62–72. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.001

А.В. Маслов[1], В.Н. Подковыров[2]

Осадочные породы рифтогенных и коллизионных обстановок на различных палеогеодинамических диаграммах

Ранее нами уже было проанализировано положение полей синколлизионных, а также синрифтовых песчаников и глинистых пород на различных дискриминантных диаграммах, широко применяемых для установления палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей разного возраста. В настоящей работе представлены результаты сравнения особенностей распределения на диаграммах SiO_2–K_2O/Na_2O [1] и DF1–DF2 [2], полей состава синрифтовых и синколлизионных песчаников и тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных структур и различного возраста. Для достижения этой цели нами использованы сведения о валовом химическом составе (основные породообразующие оксиды) песчаников и тонкозернистых обломочных/глинистых пород, выполняющих 36 рифтогенных структур и 30 осадочных последовательностей, сформированных на коллизионном этапе. Всего учтено почти 2180 полных химических анализов.

На диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O большинство полей *синрифтовых песчаников* локализовано в области составов, характерных, по представлениям [1], для пород пассивных континентальных окраин. Для существенной их части характерно расположение и в области пассивных континентальных окраин, и в области окраин активных. Некоторые же поля синрифтовых песчаников (например, песчаники формаций Малузина, Гамбл Брук и Нанмингшу) тяготеют к областям составов, свойственных для активных континентальных окраин и океанических островных дуг. На высококремнистой диаграмме DF1–DF2 подавляющая часть полей синрифтовых песчаников расположена одновременно и в области составов, свойственных, по мнению авторов данной диаграммы, для коллизионных обстановок, и для обстановок рифтогенных. В последней области более или менее полностью расположены фигуративные точки составов песчаников только трех ассоциаций (песчаники неогенового бассейна Йиянг, песчаники формаций Омдурман и Малузина) из рассматриваемых нами двадцати одной.

Достаточно сходным с синрифтовыми песчаниками распределением на перечисленных дискриминантных диаграммах обладают и *синрифтовые тонкозернистые обломочные/глинистые породы*. Так, на диа-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; amas2004@mail.ru
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; vpodk@mail.ru

грамме SiO_2–K_2O/Na_2O подавляющее большинство полей последних тяготеет к областям пассивных и активных континентальных окраин. Некоторые поля синрифтовых глинистых пород расположены одновременно в областях активных континентальных окраин и океанических островных дуг (например, поля глинистых пород бассейнов Конго и Кришна-Годовари), а фигуративные точки глинистых пород формации Тадкешвар бассейна Камбей образуют поле в пределах области океанических островных дуг. Почти аналогичным образом распределены поля синрифтовых глинистых пород и на высококремнистой диаграмме DF1–DF2. Ни одна из рассмотренных нами их ассоциаций на данном графике не может быть уверенно отнесена к категории «рифтогенных» или «коллизионных», так как образуемые ими поля расположены и в той, и в другой областях. Нет их только в области составов, характерных, по мнению [2], для островодужных ассоциаций.

Синколлизионные песчаники на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O образуют поля, локализованные в той или иной степени во всех трех ее классификационных областях или двух (пассивные + активные континентальные окраины, активные континентальные окраины + океанические островные дуги). Из сказанного со всей очевидностью следует только один вывод – данную диаграмму нельзя применять для отнесения тех или иных песчаниковых ассоциаций к категории «коллизионных». Подавляющее число полей синколлизионных песчаниковых ассоциаций (восемнадцать из двадцати) на диаграмме DF1–DF2 в той или иной степени перекрывает две ее классификационные области – «коллизионных» и «рифтогенных» псаммитов. Два других поля песчаников этого типа почти на 90% принадлежат области «рифтогенных» составов (неопротерозойские песчаники североафриканских бассейнов Хаммамат, Эль Майя, Карим и др., и песчаники формации Бичайл Кав, Новая Шотландия). Это, на наш взгляд, показывает, что диаграмма DF1–DF2 в том виде, как она предложена в работе [2], не позволяет разграничить песчаники рифтогенных обстановок от песчаников коллизионных.

Поля *синколлизионных тонкозернистых обломочных/глинистых пород* на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O в основном занимают области пассивных и активных континентальных окраин. Некоторая часть полей фигуративных точек распределена во всех трех классификационных областях данного графика (например, глинистые породы алугинской свиты Олюторского прогиба), ряд полей расположены только в области составов, характерных, по представлениям авторов работы [1], для океанических островных дуг (глинистые породы верхневороговской и чингасанской серий Енисейского кряжа, а также глинистые породы верхнего карбона – нижнего триаса южноуральского сегмента Предуральского

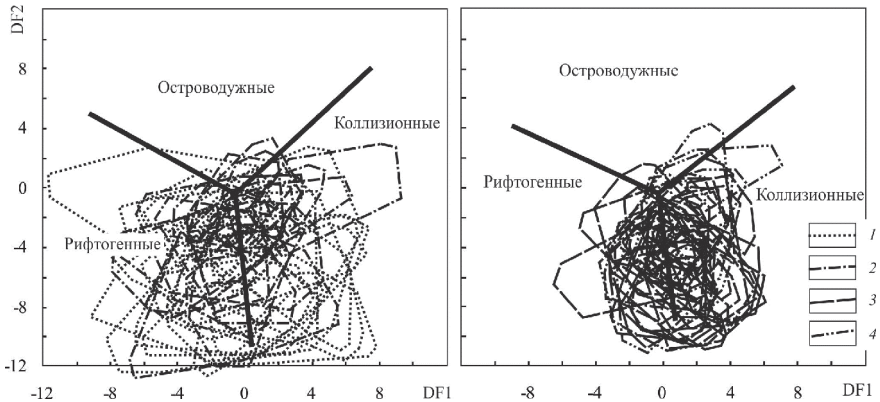


Рисунок. Положение полей синрифтовых (*1*) и синколлизионных (*2*) песчаников, а также синрифтовых (*3*) и синколлизионных (*4*) глинистых пород на диаграмме DF1–DF2

прогиба. Но если первые почти не содержат примеси карбонатных минералов в основной ткани, то для вторых это более чем свойственно.

На высококремнистой диаграмме DF1–DF2 поля синколлизионных глинистых пород из нашего банка данных в основном расположены в областях составов, свойственных коллизионным и рифтогенным образованиям. Несколько меньше половины (шесть из тринадцати) их тяготеет преимущественно к области коллизионных составов; индивидуальные точки составов одного поля глинистых пород (тонкозернистые обломочные породы алугинской свиты Олюторского прогиба) распределены во всех трех классификационных областях данного графика. Сказанное дает основание считать, что диаграмма DF1–DF2 позволяет достаточно неплохо верифицировать синколлизионные глинистые породы.

Распределение полей песчаников синрифтовых и синколлизионных осадочных последовательностей на диаграмме SiO_2–K_2O/Na_2O показывает, что принципиальной разницы между ними нет. Это же можно сказать, исходя из локализации их полей на диаграмме DF1–DF2 (рисунок). Даже если не ориентироваться на классификационные области составов, выделенные на данных графиках их авторами, то поля и синрифовых, и синколлизионных терригенных ассоциаций занимают почти всю их площадь, и соответственно принципиальных различий между ними по валовому химическому составу, по-видимому, нет. Распределение полей синрифтовых и синколлизионных глинистых пород на перечисленных дискриминантных палеогеодинамических диаграммах также в существенной мере сходно. Это дает возможность считать, что

ни диаграмма SiO_2–K_2O/Na_2O, ни диаграмма DF1–DF2 не позволяют с существенной долей уверенности разграничивать синрифтовые и синколлизионные терригенные ассоциации.

Литература

1. *Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

2. *Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

В.А. Маслов[1]

Докембрийская эволюция и структура Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточно-Антарктического кратона

В пределах крупнейшей горной системы Принс-Чарльз докембрийского Восточно-Антарктического кратона выделяются две тектонические провинции:

– Рукерская провинция, включающая палео-неоархейскую Рукерскую гранит-зеленокаменную и палеопротерозойскую Ламбертскую области;

– Рейнерская провинция, или иначе протерозойский Циркумантарктический подвижный пояс, включающий Фишерскую вулкано-плутоническую и Биверскую гранулито-гнейсовую области.

Рукерская гранит-зеленокаменная область архейской стабилизации имеет весьма сложное геологическое строение и расположена в юго-западной части ледника Ламберта и южной оконечности уступа Моусона (рис. 1). Рукерский гранит-зеленокаменный террейн сложен палео-мезоархейской ортогнейсовой серией Моусон (до 3400 млн лет, [1]) и

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, ФГБУ "ВНИИОкеангеология", Санкт-Петербург, Россия; massev@gmail.com

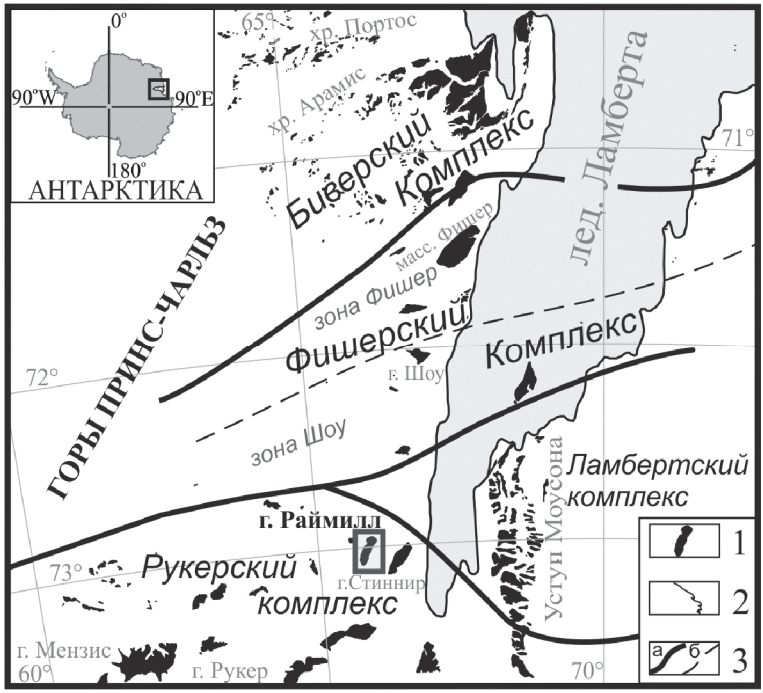


Рисунок 1

вулканогенно-метаосадочными сериями Мензис, Рукер и Содружество мезоархейского, палео- и неопротерозойского возраста, соответственно.

Новые структурно-геологические и геохронологические данные получены по г. Раймилл и Блумфилд, расположенным в краевой северной части архейской Рукерской области, в зоне её сочленения с Рейнерской провинцией.

Южная часть массива Раймилл сложена ортогнейсами серии Моусон (преимущественно гранитогнейсы, их мигматиты, амфибол-биотитовые кристаллосланцы), которые по составу близки тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии и представляют собой мезоархейский гранито-гнейсовый купол, по периметру тектонически «обрамленный» породами мезо-неоархейской метавулканогенно-осадочной серии Мензис.

Образования серии Мензис, залегающие к северу, слагают синформные структуры зеленокаменного пояса, и в нашем случае, представляют собой «усеченный» разрез метаосадочно-вулканогенных пород представленных преимущественно слабо-метаморфизованными среднекислыми метаосадками (метаконгломераты, кианит–ставролитовые,

слюдистые кварциты) и основными и средними метавулканитами (биотит-амфиболовыми, хлорит-слюдистыми сланцами), которые представляют собой широтно чередующиеся, разномасштабные, крутопадающие, тектонические пластины или блоки. На г. Раймилл ортогнейсы и метаосадочные породы интрудированы силлами метабазитов, сериями долеритовых даек, жилами гранитных пегматитов. Гора Блумфилд представлена исключительно куполовидными структурами, сложенными мезо-неоархейскими гранито-гнейсами ТТГ-ассоциации, с секущими силлами габброидов.

В ходе изотопно-геохронологических исследований были получены новые данные о возрасте протолитов орто- и парапород г. Раймилл и Блумфилд. Южная часть г. Раймилл сложена мезоархейскими ортогнейсами серии Моусон возраст кристаллизации магматического протолита которых составляет 3164.2±9.2 и 3163.2±7.8 млн лет [3]. Породы серии формируют складчатую, гранитогнейсовую, куполообразную структуру с элементами деформаций и метаморфизма M_1.

Максимальное время отложения осадочного протолита серии Мензис оценивается в 3.1–3.0 млрд лет. На горе Блумфилд, как и на юге массива Раймилл, расположен гранито-гнейсовый купол неоархейского возраста, где получены первые данные о возрасте внедрения – 2798.4 ±8.3 млн лет.

Мезоархейские ортогнейсы серии Моусон и мезо-неоархейские породы ТТГ ассоциации интрудируются гранитными жилами, возраст кристаллизации циркона в которых соответствует значению 2690±31 млн лет, отвечающего минимальному времени проявления неоархейского тектоно-термального события (метаморфизм M_2). Нижние пересечения линий регрессий фиксируют значительную потерю зёрнами циркона радиогенного Pb на рубеже около 1000–900 млн лет и около 541 млн лет. Эти значения хорошо согласуются с возрастом Рейнерского (мезо-неопротерозойского) и Пан-Африканского (раннепалеозойского) тектоно-термальных событий (M_{3-4}), проявленных на значительной части территории гор Принс-Чарльз.

Несмотря на значимые преобразования (широко развитые метаморфические процессы, в том числе гранитизация, анатексис), состав мезоархейских гранито-гнейсовых куполов серии Моусон остаётся близким к древним ТТГ комплексам, в сравнении с подобными ассоциациями древних кратонов Австралии, Канады, Балтийского щита. Наличие в северной части г. Раймилл и Блумфилд, более поздних, мезо-неоархей-ских гранитогнейсовых куполов (2800 млн лет), обоснованно относимых нами к ТТГ-комплексам, может отражать непрерывность формирования таких ассоциаций, начиная с раннего архея, и в то же время, свидетельствовать о независимом и дискретном развитии мезоархейского

Таблица. История геологического развития Рукерской области, возраст и последовательность геологических процессов

Событие	м. Раймилл, г. Блумфилд	м. Стинир и другие горные объекты Рукерской области
3185–3155 млн лет	Внедрение протолитов ортогнейсов Моусон (Южная часть м. Раймилл)	3400–3000 млн лет Внедрение протолитов ортогнейсов серии Моусон [1, 4]
	Кристаллизация магматического протолита ≥3164.2±9.2 млн лет (ортогнсйс) и ≥3163.2±7.8 млн лет (мигматит-гранит) [2]	
3000–2800 млн лет	Метаморфим M_1 Амфиболитовая до гранулитовой фации метаморфизма (орогения Стиннир). Деформации D_1. Образование сланцеватости S_1 в протолитах гранитогнейсов. Изоклинальные лежачие складки F_1, сминающие мигматитовую полосчатость mg_1.	
	2798.4 ±8.3 млн лет Внедрение протолитов биотит-роговообманковых гранитогнейсов (г. Блумфилд) [2] Внедрение протолитов плагиогнейсов (монцонитового состава, 48129-1, м. Раймилл, [1]) 2800±7 млн лет	2814±11 млн лет Внедрение протолитов биотит-амфиболовых гнейсов (гранодиоритового состава, 48126-1 [1])
≤3000–2690 (?) млн лет	Образование осадочных толщ за счет разрушения протолитов гранитогнейсов серии Моусон и мезо-неоархейских гранитогнейсов. Формирование первичной слоистости S_0	
2690–2680 млн лет	Метаморфизм M_2 Формирование мигматитовой полосчатости в гнейсах mg_2. Формирование в ортогнейсах Моусон новой сланцеватости S_2 секущей сланцеватость S_1. Складчатость F_2. Переход в метаосадочных толщах серии Мензис от первичной слоистости к метаморфической сланцеватости $S_0 \rightarrow S_{1ms}$ (ms –metasediments). Эпидот-амфиболитовая до низов амфиболитовой фации метаморфизма.	
	2690±31 млн лет (обр. 60318-4) Внедрение синметаморфических гранитоидных жил [2]	2682±17 млн лет (обр. 48135-1) Деформированный гранит-аплит [1] 2788±5 2814±11 млн лет (9828, Мак Блефф [5]
?	Внедрение пластовых тел габброидов (возможно ультрамафитов), секущих деформированные жилы гранитоидов	
~2365 млн лет (?)	Зоны бластомилонитизации. Синтектоническое внедрение даек долеритов (г. Рукер)	
~1000 млн лет (?)	Рейнерское тектоно-термальное событие M_3 Формирование субширотно ориентированных пологих открытых складок F_3. Отсутствие новых ориентировок в метаморфической сланцеватости гранитогнейсов (или образование субпараллельных ориентировок S_3). Образование минеральных парагенезисов амфиболитовой фации в габброидах и долеритах (?)	
520-480 млн лет	Пан-Африканское тектоно-термальное событие M_4 Образование локальных зон «высокого напряжения» СЗ простирания. Условия локального метаморфизма M_4 в зонах: $T_{нач}$=450–500 °С, $P_{нач}$<3.5 кбар и $T_{кон}$ = 565–640 °С, $P_{кон.}$ = 4.0–5.2 кбар	

зеленокаменного пояса внутри гранит-зеленокаменной Рукерской области.

Как показал геохимический и геодинамический анализ метаморфических серий и метаинтрузивных образований, формирование геологических комплексов в архее происходило в геодинамических обстановках близких к континентальным рифтогенным и/или в областях внутриплитного магматизма.

Наши данные показывают, что наиболее древние породы серии Моусон являются полиметаморфическими, в течение долгой геологической истории они неоднократно метаморфизировались в условиях от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Значительная степень их перекристаллизации связана с высокоградиентным метаморфизмом M_1, время которого сопоставляется с образованием ТТГ-комплекса мезо-неоархейских гранитогнейсов с возрастом около 2800 млн лет. Распределение значений возраста детритовых зёрен циркона в метаосадочных породах позволяет считать породы серии Моусон фундаментом для первично осадочных пород серии Мензис, формирование которых связано с рифтогенезом палеоархейской континентальной коры.

Как показало данное исследование, северная окраина Рукерского террейна прекрасно демонстрирует мозаичный структурно-морфологический рисунок, характерный для большинства гранит-зеленокаменных областей мира, и в своём строении согласуется с другими частями Рукерского комплекса. Архейские гранито-гнейсовые купола демонстрируют близость к ТТГ комплексам и опоясываются синформными структурами зеленокаменного пояса.

Литература

1. *Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Belyatsky B.V., Ronald N.W.* New Sm–Nd, Rb–Sr, U–Pb and Hf isotope systematics for the southern Prince Charles Mountains (East Antarctica) and its tectonic implications // Precambrian Research. 2010. V. 182. N1-2. P. 101–123.

2. *Алексеев Н.Л., Маслов В.А., Глебовицкий В.А. и др.* Новые данные о возрасте метаморфических пород Рукерской гранит-зеленокаменной области (юг Гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // ДАН. 2019. Т.473.

3. *Каменев Е.Н., Маслов В.А., Семенов В.С. и др.* Структура и метаморфизм Антарктического щита // Геотектоника. 2013. № 2. С. 58–75.

4. *Phillips G., Wilson C.J.L., Campbell I.H., Allen C.M.* U–Th–Pb detrital zircon geochronology from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica—Defining the Archaean to Neoproterozoic Ruker Province // Precambrian Research. 2006. V. 148. P. 292–306.

4. *Boger S.D.* An Archaean province in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: U-Pb zircon evidence for c. 3170 Ma granite plutonism and c. 2780 Mapartial melting and // Precambrian Res. 2006. V. 145. N 3. P. 207–228.

М.В. Минц[1]

Геодинамическая эволюция докембрийской литосферы на примере Лавроскандии

Принято считать, преимущественно на основе геохимических, петрологических, термомеханических и палеомагнитных данных, что значительная часть геодинамической эволюции докембрийской литосферы корректно интерпретируется в рамках модели тектоники плит и сопряженной модели суперконтинентальной цикличности. Предполагается, что в распаде суперконтинентов важную роль играли мантийные плюмы (суперплюмы), однако роль плюмов в созидании и преобразовании континентов остается не очевидной. Считается, что тектоника плюмов превалировала в ранней «горячей» Земле, тогда как для тектоники плит необходим более умеренный температурный уровень в литосфере. К настоящему времени «глобальная» дискуссия о соотношениях тектоники плит и тектоники плюмов в геологической истории в значительной степени сведена к оценке времени и условий смены тектоники плюмов тектоникой плит в качестве главных движущих механизмов эволюции литосферы.

Доклад посвящен реконструкции истории формирования литосферы древних кратонов, на основе новейших данных о глубинном строении литосферы.

1. Вариации глубины размещения границы литосферы–астеносферы (ГЛА), представленные в глобальной томографической модели, демонстрируют однотипность субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) обширных северных кратонов: Северной Америки, Восточной Европы (Фенноскандии), Сибири и Тарима, которые достаточно заметно отличаются от меньших по площади, но простирающихся до больших глубин корней СКЛМ кратонов Африки и Аравии (рис. 1). Если удалить Атлантический океан и области пост-палеопротерозойской литосферы, близкие по облику области СКЛМ Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов объединяются в единую массу. Поскольку время завершения эволюции архейской литосферы континентов минимально составляет 2.8–2.7 млрд лет [6], Лавроскандия, объединяющая Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны, возникла не позднее неоархея.

2. Депрессия Гудзонова залива размещается непосредственно над килем СКЛМ Северной Америки в согласии с термо-механической мо-

[1] Геологический Институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; michael-mints@yandex.ru

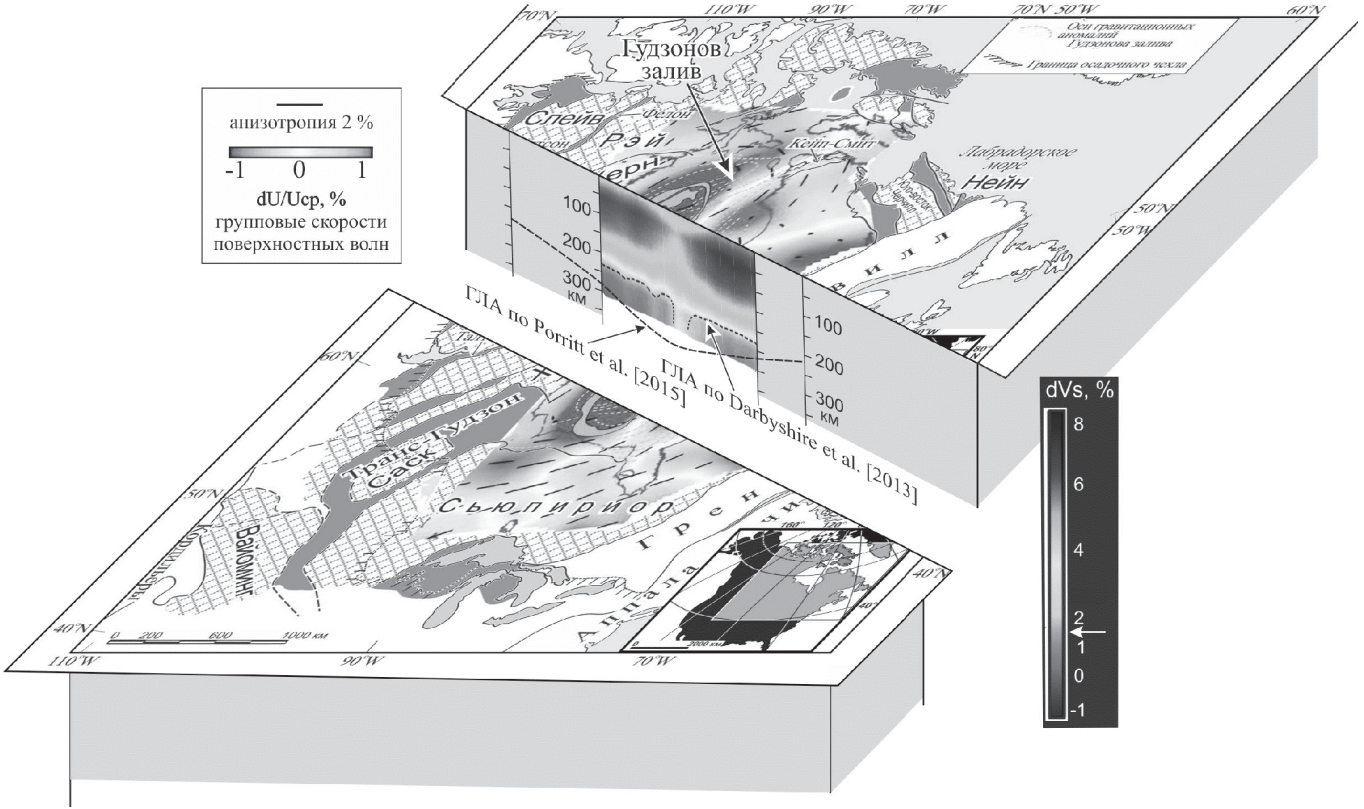


Рис. 1. Глобальная модель глубины размещения ГЛА по [3]

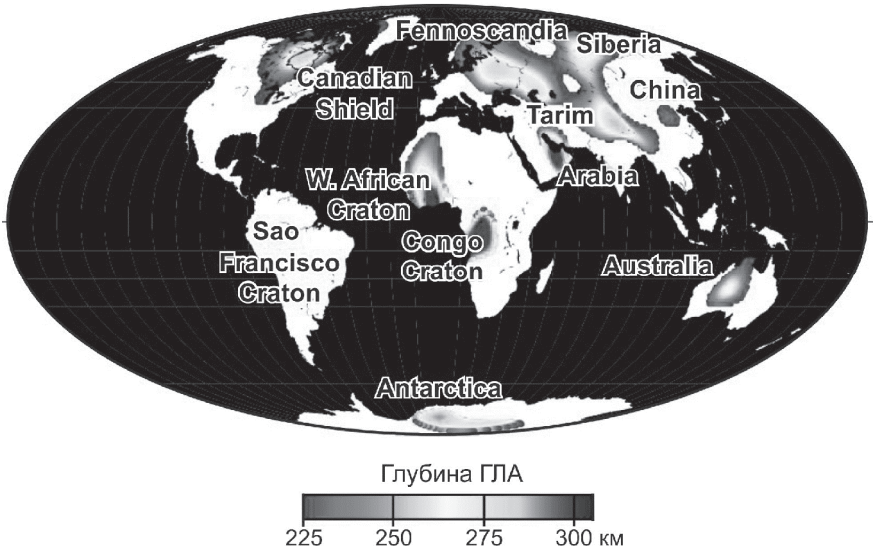


Рис. 2. Объемное представление СКЛМ под Гудзоновым заливом демонстрирует осевую зону Гудзонова залива, ее вертикальную и латеральную протяженность. Карта тектонического районирования региона объединена с картой распределения оценок отношения групповой скорости сейсмических волн к средним значениям по региону в верхней коре (по [8]), шкала слева от рисунка. Зеленым овалом обозначен кольцеобразный желоб, заполненным мезозойскими и кайнозойскими осадками [9]. Вертикальный разрез представляет сечение трехмерной модели распределения относительных значений поперечной скорости Vs верхней мантии, по [5]. Контур + 1,7% δVs, обозначенный стрелкой на шкале справа от рисунка, выбран в качестве показателя ГЛА. Черный пунктир приблизительно следует ГЛА по [10]

делью поднимающегося плюма [4]. Томографические исследования СКЛМ обнаружили субмеридиональную зону, протягивающуюся от ГЛА до основания коры, подстилающей Гудзонов залив (рис. 2); зона образована относительно легкой низкоскоростной горной породой, возможно, роем трубок или даек кимберлитов. Известно, что континенты являются эффективными термоизоляторами для подстилающей мантии, что способствует формированию термальных плюмов непосредственно под континентами. Внедрение кимберлитовой магмы может быть связано с размещением плюма в основании СКЛМ. Воздействие мантийных плюмов могло быть неоднократным: свидетельством плюмовой активности в мезозое и кайнозое в СКЛМ, подстилающей Гудзонов залив, образовано кольцеобразным желобом, заполненным мезозойскими

и кайнозойскими осадками. Очевидно, на протяжении 2.8–2.7 млрд лет Северо-Американский континент представлял собой единую континентальную массу, в центре которой «покоилась» депрессия Гудзонова залива.

3. В мезо- и неопротерозое единство Лавроскандии дважды нарушалось в результате формирования океанических структур, подобных Атлантическому океану. Целостность континента через некоторое время восстанавливалась при участии процессов субдукции океанической литосферы, аккреции и обдукции островодужных и океанических террейнов. В неопротерозое во внутренней области Лавроскандии сформировался Гренвилл-Свеконорвежский ороген (ГСНО) [1]. Синформная структура ГСНО разделена на два сектора: Гренвиллский ороген, протягивающийся вдоль юго-восточной окраины Канадского щита, и Свеконорвежский ороген на юго-западе Скандинавии. Внутриконтинентальные массивы анортозит-мангерит-чарнокит-гранитоидного и анортозит-рапакиви-гранитного комплексов, сформированные 1.8–1.5 млрд лет назад в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов, широкой дугой обрамляют ГСНО. Во внутренней области орогена эти комплексы были последовательно сформированы 1.16–1.13 и 1.09–1.05, 0.99–0.96 и 0.93–0.92 млрд лет назад. Высокотемпературный характер магматизма и метаморфизма, многократное повторение термальных импульсов и грандиозный объем коры, подвергшейся высокотемпературным преобразованиям, указывают на мантийный плюм в качестве наиболее адекватного источника тепловой энергии.

Повторные возникновения океана в палеозое (Япетус) и в мезозое (Атлантика) свидетельствуют о существовании специфической Атлантической тектонической зоны в осевой области Лавроскандии [2]. В целом, эволюцию геодинамических обстановок в истории Земли можно представить в виде «спиральной» последовательности (в млрд лет): взаимодействие мантийных плюмов и «эмбриональной» тектоники микроплит в палео- и мезоархее (~3.8–2.75) → доминирование процессов мантийно-плюмового типа во внутренней области суперконтинента в неоархее и протерозое, сопровождаемых локальными проявлениями тектоники плит, инициированными мантийными плюмами (~2.75–0.85) → тектоника плит в фанерозое при редуцированной роли мантийных плюмов (начиная с ~0.85). Модель «спиральной» эволюции принципиально отличается от традиционных представлений о прерывисто-поступательной эволюции корообразования. Длительно существовавший неоархей-протерозойский суперконтинент образует альтернативу модели суперконтинентальных циклов. Модель «спиральной» эволюции предполагает значительно более высокую роль внутриконтинентальных процессов в наращивании континентальной коры в неоархее–

протерозое в сравнении с моделями корообразования субдукционно-коллизионного типа. Эта модель предполагает пересмотр идеи об относительно простом постепенном монотонно-циклическом замещении плюм-тектоники плейт-тектоникой в истории эндогенных процессов и соответствующий пересмотр моделей функционирования «тепловой машины» планеты Земля [6].

Литература

1. *Минц М.В*. Мезонеопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский внутриконтинентальный ороген: история, тектоника, геодинамика // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 3. С. 619–642.

2. *Минц М.В., Афонина Т.Б.* Атлантическая тектоническая зона: плейт-тектоника, инициированная суперплюмом // GeoScience – Науки о Земле. 2018. № 1. С.12–34.

3. *Bastow I.D., Eaton D.W., Kendall J.M., Helffrich G., Snyder D.B., Thompson D.A., Wookey J., Darbyshire F.A., Pawlak A*. The Hudson Bay Lithospheric Experiment (HuBLE): Insights into Precambrian plate tectonics and the development of mantle keels / Roberts N.M.W., van Kranendonk M., Parman S., Shireyand S., Clift P.D. (eds.). Continent Formation Through Time // Geological Society of London Special Publication/ 2015. V. 389. P. 41–67.

4. *Burov E., Gerya T.* Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes // Nature. 2014. Vol. 513. P. 85–90.

5. Darbyshire F.A., Eaton D.W., Bastow I.D. Seismic imaging of the lithosphere beneath Hudson Bay: Episodic growth of the Laurentian mantle keel // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 373. P. 179–193.

6. *Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A*. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // Lithos. 2014. V. 189. P. 2–15.

7. *Mints M.V., Eriksson P.G*. Secular changes in the relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. N2. P. 173–232.

8. *Pawlak A., Eaton D.W., Darbyshire F., Lebedev S., Bastow I.D*. Crustal anisotropy beneath Hudson Bay from ambient noise tomography: Evidence for post-orogenic lower-crustal flow? // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. NB08301.

9. *Pinet N., Lavoie D., Dietrich J., Hu K., Keating* P. Architecture and subsidence history of the intracratonic Hudson Bay Basin, northern Canada // Earth-Science Reviews. 2013. V. 125. P. 1–23.

10. *Porritt R.W., Miller M.S., Darbyshire F.A*. Lithospheric architecture beneath Hudson Bay // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. V. 16. P. 2262–2275.

Е.В. Михальский[1]

История и геодинамические особенности формирования докембрийского Антарктического щита в свете новых геологических и геохронологических данных

В геологическом строении Антарктического щита участвуют относительно некрупные ядра архейской или архейско-раннепалеопротерозойской (раннедокембрийской) стабилизации и обширные протерозойские подвижные пояса, в пределах которых формирование земной коры происходило асинхронно, охватывая, как считалось, интервал от 1700 млн лет до 1000 млн лет назад [2, 6]. При этом полной кратонизации к началу мезопротерозоя достигли только некоторые из раннедокембрийских ядер, а другие подвергались рекуррентной тектонотермальной активизации в протерозое и/или кембрии. Образование щелочных магматических комплексов, свидетельствующих о стабильной и мощной литосфере, происходило только начиная с раннего палеозоя.

По особенностям истории геологического развития, включая время главных орогенических процессов, выделяются три протерозойские провинции (с востока на запад): Уилкс, Рейнерская и Мод (рисунок) [4]. Формирование массива Антарктического щита, как полагают многие исследователи, происходило на интервале 600−500 млн лет назад в результате коллизии трёх крупных континентальных блоков [3]. В последние годы появились новые данные, позволяющие скорректировать существующие представления о характере и геодинамической природе протерозойских тектонических процессов, так или иначе ответственных за формирование структуры Антарктического щита. В данном сообщении представлен обзор наиболее значимых в этом смысле находок.

Установлено, что в провинции Уилкс ювенильные тоналито-гнейсы имеют неоархейский возраст, а позднепалеопротерозойско-раннемезопротерозойские образования имеют супракрустальный характер и отложились на архейском фундаменте предположительно в задуговых условиях [8, 10]. Островодужные образования могут находиться во внутриматериковой части и корреспондироваться с породами провинции Мадура (южная Австралия). Окончательное формирование структуры провинции Уилкс произошло на рубеже 1200−1170 млн лет назад за счёт коллизионных процессов, хорошо изученных в пределах провинции Олбани-Фразер.

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия; emikhalsky@mail.ru

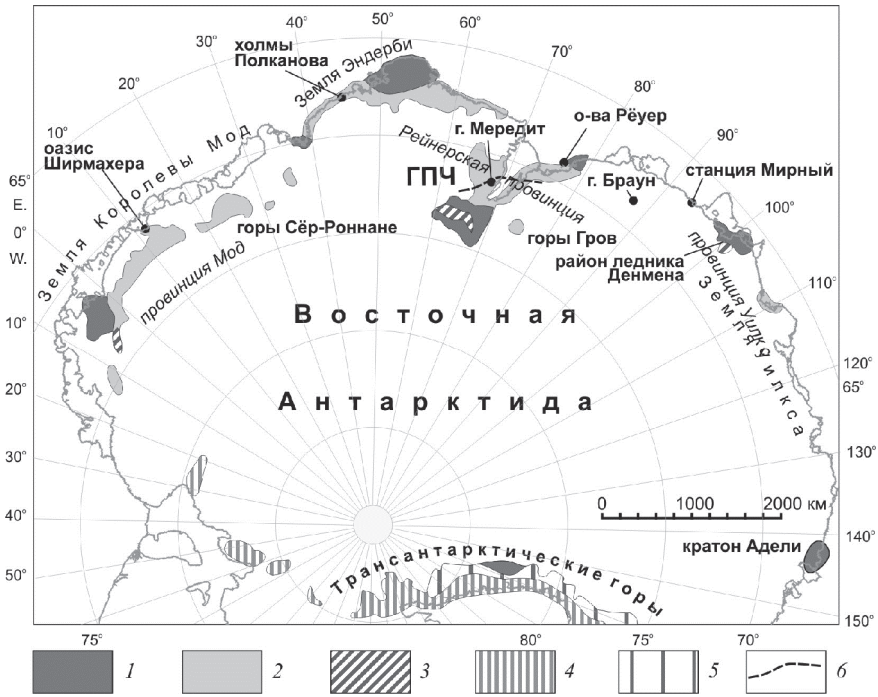


Рисунок. *1* – архейские или архейско-палеопроетрозойские протократонные блоки, некоторые из которых были активизированы в протерозое и/или кембрии; *2* − среднемезопротерозойско-средненеопротерозойские подвижные пояса, недифференцированные, часть из которых была активизирована в позднем неопротерозое − кембрии; *3* − слабо метаморфизованные неопротерозойские отложения; *4* − раннепалеозойский Росский ороген; *5* − позднепалеозойско-раннемезозойский (Биконский) чехол, *6* − гипотетическая северная граница распространения (архейско?)-палеопротерозойских образований в пределах Рейнерской провинции. ГПЧ − горы Принс-Чарльз

В районе станции Мирный получены дополнительные данные, указывающие на ювенильный характер развитого здесь салическо-мафического комплекса, имеющего возраст около 1000 млн лет. Геодинамическая природа этих образований остаётся предметом исследований. В расположенной во внутриматериковой части г. Браун установлены предположительно надсубдукционные ювенильные образования с возрастом 1480 млн лет [6, 7]. Это позволяет предполагать развитие в этом регионе долгоживущего подвижного пояса на активной континентальной окраине архейско-палеопротерозойского «крипто»-континента.

Сопоставимые по возрасту (около 1500 млн лет) метаморфизованные вулканогенные толщи толеитового состава установлены в островах Рёуер (рисунок), что позволяет предполагать распространение раннемезопротерозойской активной континентальной окраины ещё далее на запад вдоль современного Антарктического побережья. Эти находки позволяют поднять вопрос о развитии единой палео-мезопротерозойской подвижной области, включающей пояса Олбани-Фразер и Масгрейв в Австралии и провинцию Уилкс в Антарктиде, с возможным продолжением её в поясе Восточные Гаты (зона Онголе) в Индии.

В пределах Рейнерской провинции были обнаружены метаосадочные породы, максимальное время отложения которых составляет 2200–2100 млн лет, не содержащие характерных для этой провинции цирконовых популяций с возрастом 1400–1000 млн лет, что указывает на палеопротерозойский возраст этих осадочных образований. Эта важная находка вынуждает но-новому рассматривать геологическое строение региона и признать большую роль (архейско?)-палеопротерозойской земной коры в районе гор Принс-Чарльз, где они могут быть развиты в виде отдельных тектонических пластин с юга вплоть до г. Мередит (рисунок). Эти осадочные образования могут рассматриваться как проявления существования суперматерика Ятулия (фаза фрагментации) [1].

В районах южной части гор Принс-Чарльз, гор Гров, станции Мирный и в районе ледника Денмена установлены проявления неопротерозойских или кембрийских базитов, имеющих специфические черты химического состава (высокие содержания Ti и P и примитивный изотопный состав Nd), указывающие на внутриплитное происхождение этих пород.

Важные находки ювенильных салическо-мафических комплексов с возрастом 980–900 млн лет сделаны в западной части земли Эндерби (холмы Полканова; неопубликованные данные автора) и в горах Сёр-Роннане [5]. Ориентировка этих структур позволяет предполагать распространение ювенильных неопротерозойских комплексов в южном обрамлении раннеархейского комплекса Нейпир на земле Эндерби, что, в свою, очередь, позволяет по-новому рассматривать амальгамацию Антарктического массива земной коры в неопротерозое. В южной части побережья залива Лютцов-Хольм установлены раннепалеопротерозойские протолиты метаморфических пород, что позволяет выделять микроконтинент Сирасе [9].

Связанные с существованием активной континентальной окраины (кратона Калахари) син-кинематические гранитоиды средненеопротерозойского возраста (800−750 млн лет) выявлены в центральной части Земли Королевы Мод в оазисе Ширмахер, что позволяет выделять здесь дополнительную тектоническую провинцию или террейн. Высокотем-

пературный метаморфизм в пределах этого террейна датирован рубежом 600 млн лет (новые данные), что позволяет относить этот террейн к Восточноафриканскому (а не Куунгскому) орогену.

Таким образом, в строении Антарктического щита выделяются два мегаблока. Первый мегаблок объединяет Землю Уилкса и регион гор Принс-Чарльз и был сформирован к концу мезопротерозоя (Австрало-Антарктический палеоконтинент). Второй мегаблок объединяет Землю Эндерби и Землю Королевы Мод. Этот мегаблок представляет коллаж разнообразных по возрасту и разновеликих по размеру блоков и террейнов (в том числе Индо-Антарктический палеоконтинент), окончательно причленившихся к Австрало-Антарктическому палеоконтиненту в конце неопротерозоя. Проявления кембрийской тектонотермальной активизации, наблюдаемые в западной части Австрало-Антарктического палеоконтинента могут быть связаны с процессами растяжения и мантийным апвеллингом и/или транскуррентной тектоники, вызванной причленением Индо-Антарктического палеоконтинента и/или с тектоничсекими процессами в пределах Росского орогена Трансантарктических гор.

Литература

1. *Божко Н.А*. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2009. №2. С. 13−28.

2. *Михальский Е.В*. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // Геотектоника. 2008. № 6. С. 3–25.

3. *Boger S.D*. Antarctic − before and after Gondwana // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 335−371.

4. *Fitzsimons I.C.W*. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // J. Afr. Earth Sci. 2000. V. 31. P. 3–23.

5. *Jacobs J., Elburg M., Laufer A. et al.* Two distinct Late Mesoproterozoic/Early Neoproterozoic basement provinces in central/eastern Dronnning Maud Land, East Antarctica: the missing link, 15-21°E // Precambrian Research. 2015. V. 265. P. 249−272.

6. *Liu X.C., Jang B.-M., Zhao Y., Liu J., Ren L.D*. Geochemistry and geochronology of Mesoproterozoic basement rocks from the eastern Amery Ice Shelf and southwestern Prydz Bay, East Antarctica: implications for a long-lived magmatic accretion in a continental arc // American Journal of Science. 2014. V. 314. P. 508−547.

7. *Mikhalsky E.V., Belyatsky B.V., Presnyakov S.L. et al*. The geological composition of the hidden Wilhelm II Land in East Antarctica: SHRIMP zircon,

Nd isotopic and geochemical studies with implications for Proterozoic supercontinent reconstructions // Precambrian Research. 2015. V. 258. P. 171–185.

8. *Morrissey L.J., Payne J.L., Hand M. et al.* Linking the Windmill Islands, east Antarctica and the Albany–Fraser Orogen: Insights from U–Pb zircon geochronology and Hf isotopes // Precambrian Research. 2017. V. 293. P. 131–149.

9. *Takahashi K., Tsunogae T. Santosh M., Takamura Y., Tsutsumi Y.* Paleoproterozoic (ca. 1.8 Ga) arc magmatism in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: implications for crustal growth and terrane assembly in erstwhile Gondwana fragments // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 157. P. 245−268.

10. *Tucker N.M., Payne J.P., Clark C. et al*. Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, east Antarctica // Precambrian Research. 2017. V. 298. P. 16–38.

А.В. Моисеев[1]

Возраст и обстановки формирования вулканогенно-осадочных пород мыса Святой Нос (Лаптево-Сибироморский регион)

Южно-Анюйская сутура (ЮАС), выделяется в отдельную складчатую систему, которая разделяет структуры Чукотской (Новосибирско-Чукотской) и Верхояно-Колымской складчатых областей. В истории развития ЮАС выделяются следующие этапы: океанический (палеозой – низы поздней юры) и 2) коллизионный (волжский век – ранний мел), который начался с перерождения океана в остаточный Южно-Анюй-ский бассейн и завершился формированием покровно-складчатой системы в барреме [7]. Сокращение океанического пространства было вызвано существованием в позднеюрское–раннемеловое время зон субдукции по обе стороны Южно-Анюйского бассейна. Юго-западная граница (в современных координатах) маркировалась Олойским (Святоносско-Олойским) вулканическим поясом; северо-восточная – Кульпольнейской (или Нутесинской) дугой [7, 8]. Многие вопросы строения выделяемых конвергентных границ (полярность зоны субдукции, состав фундамента, время формирования и т.д.) остаются не выясненными.

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; moartem@yandex.ru

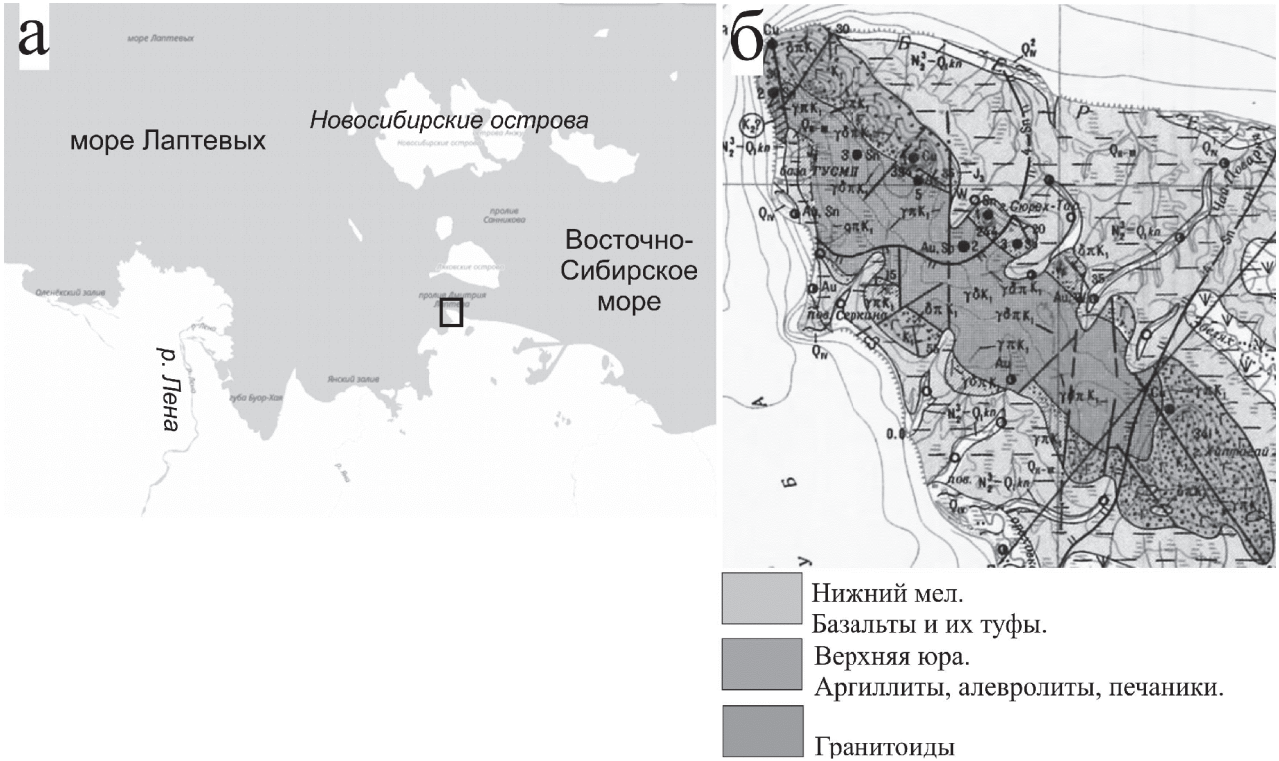


Рис. 1. а – положение района исследований; б – фрагмент геологический карты мыса Святой Нос [3]

Традиционно вулканические породы мыса Святой Нос рассматриваются как часть позднеюрской–раннемеловой Святоносско-Олойской островодужной системы, расположенной на окраине Сибирского континента [4, 5]. Также существует точка зрения, согласно которой вулканические породы мыса Святой Нос являются северным продолжением Кульпольнейской дуги [6].

В докладе будут приведены предварительные результаты полевых работ, интерпретации геохимических данных для вулканитов и U-Pb датирования обломочных цирконов туфогенно-осадочных пород мыса Святой Нос.

Дочетвертичные породы мыса Святой Нос обнажаются среди кайнозойских отложений Приморской низменности. Они представлены гранитоидами, вулканогенно-осадочными и терригенными породами. Возраст и взаимоотношения пород остаются дискуссионными. Прямые данные о возрасте вулканогенно-осадочных и осадочных пород отсутствуют, имеющиеся данные получены путем сопоставления с терригенными разрезами смежных южных регионов, охарактеризованных фауной. Возраст гранитоидов определен как верхи раннего мела (127–110 млн лет) [2]. Терригенные породы по мнению разных исследователей либо выделяются в отдельную нижнеюрскую толщу (рис. 1) [3], либо включены в состав вулканогенно-осадочной толщи [2]. Вулканогенные породы представлены туфами и базальтами. Возраст пород определен как раннемеловой (115–100 млн лет) [2, 3], или как юрский (145–160 млн лет) [1].

Полевые наблюдения 2018 года указывают на отсутствие толщ, полностью состоящих из терригенных пород. Отдельные горизонты алевролитов содержат тонкие прослои богатых пирокластическим материалом, либо представляют собой прослои среди вулканических пород. Вулканогенные постройки представлены горизонтами амфиболовых андезитов, базальтами, андезибазальтами, туфами, эдафогенными песчаниками. Потоки вулканитов представлены в основном массивными разностями, реже встречаются миндалекаменные текстуры. Структуры в основном афировые, реже порфировые. Вулканиты залегают наклонно, до 40º, направление падения не выдержано. Видимая мощность толщи около 400 м. Вулканогенно-осадочные породы прорываются гранитоидами.

На данный момент не удалось выделить акцессорные цирконы из вулканических пород. Были продатированы обломочные цирконы из горизонта туфопесчаника. Всего было продатировано 110 зерен цирконов. Средневзвешенный возраст молодой популяции (8 зерен) составляет 158 млн лет. Большая часть цирконов (100 зерен) имеют возраст 195 млн лет.

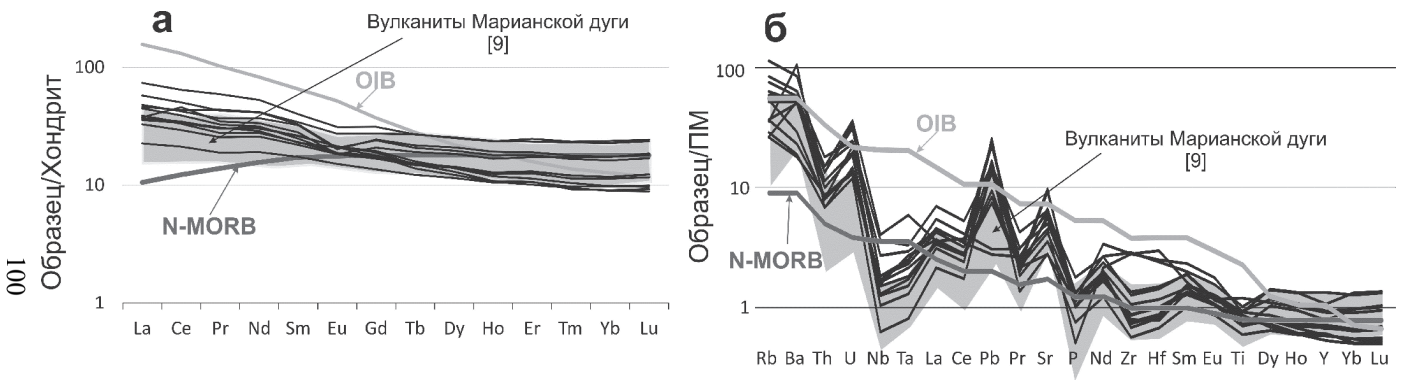


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [10] (а) и элементов-примесей, нормированные к примитивной мантии (ПМ) [10] (б) для вулканогенных пород мыса Святой Нос

По петрохимическому составу породы отвечают порода нормального ряда щелочности, попадая в поля от базальтов до андезитов. Все породы низко титанистые (TiO_2 до 1.1 мас. %). Спектры редкоземельных элементов имеют отрицательный наклон (рис. 2а), породы обогащены легкими землями относительно тяжелых (La/Yb=3–5.1). Суммарное содержание редкоземельных элементов колеблется от 43 до 92 г/т. Спайдерграммы редких элементов характеризуются сходным типом распределения с обогащением крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Th) относительно высокозарядных и отрицательными минимумами Nb, Ta, P, Ti (рис. 2б).

Для пород характерны низкие содержания Th (от 0.82 до 2.2 г/т) и низкие отношения Sc/Ni (до 2.2), La/Yb (до 6) Th/Yb (до 0.91) и N/Yb (до 3.21). В целом составы исследуемых пород сходны с вулканитами Марианской дуги (рис. 2 б).

Заключение. В пределах мыса Святой Нос отсутствуют терригенные породы, которые могут слагать отдельную толщу. Все осадочные породы содержат продукты синхронного вулканизма и слагают отдельные горизонты среди вулканических пород и туфов. Возраст вулканогенно-осадочной толщи оценен по нижнему пределу осадконакопления прослоя туфотерригенного состава, как оксфордский (158 млн лет). Характер распределения петрогенных и рассеянных элементов вулканитов и туфов вулканогенно-осадочной толщи указывает на их формирование в пределах внутриокеанической зоны субдукции. Полученные данные согласуется с предположением, что вулканогенно-осадочные породы Святого Носа могут являться продолжением внутриокеанической Кульпольнейской дуги [6], которая в позднеюрское время маркировала северную границу ЮАС.

От междуречья Большой и Малый Анюй до острова Б. Ляховский комплексы ЮАС скрыты под породами Приморской низменности и прослеживаются условно. Полученные данные указывают, что большая часть ЮАС проходит юго-западнее мыса Святой Нос.

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РНФ № 18-77-10073 и в соответствие с планом научно-исследовательских работ ГИН РАН.

Литература

1. *Аулов Б.Н., Иваненко Г.В., Поташева М.Н. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании м-ба 1 : 500 000 на площади листов Т-54-В, Г; Т-55-В; Т-56-В, Г; Т-57-В, Г; S-53-А, Б, В, Г; S-54-А, Б, В, Г; S-55-А, Б; S-56-А, Б. 1991.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1: 1000 000. Серия Лаптево-Сибироморская. Листы S-54 – о. Столбовой, S-54 – Ляховский о-ва. Объяснительная записка. Составители: Бургуто А.Г., Дорофеев В.К., Рекант П.В., Шкарубо С.И. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 300 с. + 9 вкл.

3. Государственная геологическая карта ССС м-ба 1:200000. Серия Новосибирские о-ва. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Составители: А.И. Самусин, К.Н. Белоусов / Ред. А.М. Иванова. М.: ВСЕГЕИ, 1982. 130 с.

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

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

6. *Соколов С.Д*. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

7. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П*. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

8. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана / Ред. М.С. Марков, Ю.М. Пущаровский, С.М. Тильман, В.С. Федоровский, Н.А. Шило. М.: Наука, 1980. 285 с.

9. *Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B*. Element transport form slab volcanic front at the Mariana arc // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. N. B7. P. 14991–15019.

10. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

А.А. Монгуш[1]

Базальтовый и офиолитовый магматизм начальной стадии эволюции зоны субдукции: краткий обзор проблемы, пример палеоструктуры

Многочисленные данные указывают на то, что зарождение внутриокеанических зон субдукции сопровождается образованием офиолитов

[1] Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия; amongush@inbox.ru

[4–9, 11–18]. В дальнейшем, по мере погружения слэба и эволюции надсубдукционного магматизма, формируются островные дуги. В составе SSZ офиолитов некоторые исследователи выделяют субтип офиолитов эмбриональных задугово-преддуговых (backarc to forearc) обстановок [6], соответствующий, в принципе, понятию "додуговых офиолитов" Дж.Пирса, т.е. SSZ офиолитов, сформированных до образования островной вулканической дуги [3].

Одним из наиболее проблематичных является вопрос – на каком фундаменте образовалась та или иная дуга? Все еще имеет место идущая с публикации А.Миаширо мнение о том, что преддуговая кора энсиматических дуг прежде всего сложена океанической корой СОХ-типа [10], что, видимо, подходит для ряда объектов Западной Пацифики и, возможно, Урала. В тех случаях, когда породы предполагаемого фундамента дуги несут геохимические признаки надсубдукционного происхождения, то используют разные вариации понятия о т.н. "островодужных офиолитах", в том числе "офиолиты пред-, интра-, задугового спрединга", "офиолиты юной дуги", "надсубдукционные (SSZ) офиолиты". Два последних определения лишь в самых общих чертах подходят для наименования офиолитов, образующихся на стадии заложения зоны субдукции. Более конкретного и общепринятого определения этих офиолитов пока не выработалось в виду относительно слабой изученности самого процесса. Но это не значит, что их нет. Они есть, просто они обычно скрываются под названиями «офиолитов примитивных дуг» или в этом роде. Очень размытое определение, ведь в период формирования этих офиолитов самой островной дуги как таковой еще не существовало. Понятие Дж.Пирса с соавторами [3] о "додуговых офиолитах" считаем более удачным, однако оно не несет какого-либо генетического или геодинамического содержания. Р. Стерн с коллегами активно продвигает модель офиолитов "subduction initiation rule", согласно которой по геологическим соотношениям и геохимическому составу разных членов офиолитов можно воссоздать магматическую последовательность от MORB-подобных лав без примеси надсубдукционного компонента до базитов со все более увеличивающимся "надсубдукционным компонентом", что, таким образом, дает возможность реконструировать тектоническую историю инициации субдукции [16, 18].

Первыми магматическими образованиями, сформированными на стадии инициации субдукции, являются, однако, не собственно офиолиты, а базальты. Согласно наиболее популярной на западе версии, эти базальты образуются в результате декомпрессионного плавления мантии [6, 12, 18]. Но у нас в стране базальты в "преддужьях" складчатых систем традиционно считаются только аккреционными образованиями океанических островов или плато. Нам известна лишь одна публикация,

в которых базальты Магнитогорской зоны Урала описываются как наиболее ранние магматиты стадии заложения зоны субдукции [1]. Магнитогорская энсиматическая дуга, согласно интерпретации А.М. Косаревым и его соавторами геологических данных, формировалась с "чистого листа", а не была унаследована от более древней дуги. В условиях предостроводужного локального растяжения, при низкой степени плавления (5–10 %) мантийного субстрата образовались небольшие объемы базальтов с надсубдукционными геохимическими характеристиками [1].

Первые базальты, образованные на стадии инициации субдукции, обогащены наиболее несовместимыми элементами [6]. Они выплавляются при низких степенях плавления из наиболее глубинной (фертильной) мантии; в дальнейшем в источниках базальтов повышается роль деплетированного источника, который начинает плавиться под воздействием слэбовых флюидов; одновременно с повторным плавлением деплетированного источника происходит кратковременный откат вышележащей плиты в сторону желоба под влиянием надсубдукционного апвеллинга, что приводит к спредингу и формированию SSZ офиолитов; по составу эти первые базальты соответствуют различным вариациям MORB-подобных базальтов [6].

Ранее нами в Саяно-Тувинской преддуговой зоне, являющейся составной частью Тувинского сегмента $V–Є_1$ островодужной системы, сформированной в ходе эволюции Тувино-Монгольской островной дуги Палеоазиатского океана, выделено два типа базальтов различной геодинамической природы. Преддуговые базальты первого типа, представляющие собой продукты внутриплитного океанического магматизма, находятся в Джебашской и Куртушибинской подзонах, а второго типа – Куртушибинской и Хемчикско-Сыстыгхемской подзонах [2]. На основе геологических данных впервые для складчатых систем Центральной Азии выделен новый тип преддуговых базальтов – инициальные базальты. Наполнение геологической основы геохимическими и изотопными данными и их интерпретация, а также использование данных из обзорной статьи И.Дилека и Х.Фарнеса [6] позволяет предложить следующую схему тектоно-магматической эволюции преддуговых комплексов Саяно-Тувинской зоны:

Первыми магматическими проявлениями инициации субдукции являются базальты, образованные, видимо, около 580 млн лет назад при небольших степенях частичного плавления гранатового и гранат-шпинелевого перидотита и имеющие OIB и E-MORB-подобные геохимические характеристики и относительно низкие положительные значения $\varepsilon Nd(T) = +3.7…+5.7$ (алдынбулакские базальты внутренней части преддугового прогиба Саяно-Тувинской зоны).

В дальнейшем происходит надсубдукционный спрединг с формированием офиолитов преддужья (578.1±5.6 млн лет) и N-MORB-подобных базальтов (εNd(T) = +6.3). Последние были образованы при высоких степенях плавления шпинелевого перидотита (утугхаинские базальты внутренней части преддугового прогиба).

Вслед за ними в течение V_2–$Є_1^{1-2}$ (~550–520 млн лет назад) формируются E- и T-MORB-подобные базальты (εNd(T) = +6.7… +8.3), образованные, вероятно, из смешанных расплавов, полученных при относительно больших степенях частичного плавления гранатового и шпинелевого перидотита (чингинские базальты фронтальной части преддугового прогиба).

Работа выполнена по государственным заданиям ТувИКОПР СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 0384-2018-0003), РФФИ (проект № 17-05-00190).

Литература

1. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22–41.

2. *Монгуш А.А.* Базальтовые комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны: геологическое положение, геохимия, геодинамика // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Выпуск 14. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2016. С. 74–94.

3. *Пирс Дж.А. и др.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

4. *Bebien J. et al.* Albanian ophiolites. I – Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction // Ophioliti. 2000. V. 25. N 1. P. 39–45.

5. *Bloomer S.H. et al.* Early Arc volcanism and the Ophiolite problem: A perspective from drilling in the Western Pacific // Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Washington D.C., American Geophysical Union, 1995. P. 67–96.

6. *Dilek Y, Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123. N 3/4. P. 387–411.

7. *Ishizuka O. et al.* Early stages in the volcanism: new age, chemical and isotopic constraints. Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 250. P. 385–401.

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

9. *Maffione M. et al.* Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 1. Oceanic detachment fault inversion and the formation of supra-subduction zone ophiolites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. V. 16. N 6. P. 1753–1770.

10. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321–355.

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

12. *Reagan M.K. e. al.* Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2010. V. 11. N 3. P. Q03X12.

13. *Shervais J.W.* Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites // Geochem. Geophys. Geosyst. 2001. 2 (2000GC000080).

14. *Shervais J.W. et al.* Magmatic response to subduction initiation: Part 1. Fore-arc basalts of the Izu-Bonin arc from IODP Expedition 352 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 314–338.

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

16. *Stern R.J. et al.* To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites // Lithosphere. 2012. May 16.

17. Wakabayashi J. et al. Suprasubduction-zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology // Geological Society of America Bulletin. 2010. V. 122. N 9-10. P. 1548–1568.

18. *Whattam S.A., Stern R.J.* The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 162. P. 1031–1045.

К.С. Непеина[1], А.И. Юнусов

Проявление глубинных структур литосферы Тянь-Шаня в современных геодинамических процессах

Особенности становления и тектонической эволюции консолидированной земной коры Памиро-Тяньшанского сегмента Центрально-Азиатского пояса представляют особый интерес. Прослеживание геологических структур нужно для дальнейших построений и геомеханических моделирований. Однако четкое разделение на блоки представляет собой трудоемкую задачу [1]. Для глубин порядка сотен метров есть приповерхностные геологические и геофизические методы. В свою очередь, для бóльшего проникновения – глубинные геофизические методы, например, как магнитотеллурическое зондирование (МТЗ). Благодаря системе профилей МТЗ, произведенных Научной станцией РАН в г. Бишкеке, можно судить о проявлении структур литосферы Тянь-Шаня до глубин 5 км [2, 3]. Многие исследователи в своих работах при разграничении блоков опираются на разломы, являющиеся сейсмически активными узлами, а также на сейсмичность различных зон. Можно опираться на модельные данные, полученные в ходе анализа приемных функций [4]. Сравнение геофизических моделей, полученных разными авторами было проведено в работах [5, 6].

При анализе аномалий электромагнитных параметров полученных геофизических разрезов для изучения глубинного строения Тянь-Шаня можно получить информацию о разломных структурах приуроченных к узлам блоков. Линейные горизонтальные границы соответствуют структурным этажам – граница Конрада (К1 и К2) и Мохоровичича (М). Выделение этих трех основных границ в литосфере Тянь-Шаня является одной из основных задач исследования. Если взглянуть на центральный сегмент южного борта Кочкорской впадины, то граница «фундамент–чехол» (К1) протягивается вдоль Южнокочкорского взброса. В предыдущих работах [7] показано, что с запада Кочкорской впадины наблюдается стратиграфическое несогласное налегание палеоцен-олигоценовых отложений коктурпакской серии на выветренную поверхность гранитного массива, а на востоке – отложения верхней части разреза плиоценовой толщи валунно-галечного состава трансгрессивно ложатся на граниты. Авторами сделан вывод, что граница «фундамент–чехол» лишь местами является тектонической. Частично, в отличие от

[1] Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан; nepeina.k@mail.ru, iunusov.a28@gmail.com

Таблица. Статистические параметры для границы Мохо в различных моделях [5, 6]

Тип геофизической модели	Минимум (км)	Максимум (км)	Среднее (км)	Стандартное отклонение (км)
Сейсмическая	8.0	75.8	31.1	13.9
Белоусов [1992]			50–55	
Косарев и др. [1993]			55–60	
Cotton, Avouac [1994]			50–55	
Bump and Sheehan [1998]			60	
Roecker [2001]			70	
Винник и др. [2006]			50–55	
Makarov et al. [2010]			60–70	
Li et al. [2007]			60	
Гравиметрическая	9.7	85.9	46.3	12.0
Shin et al. [2007]			65	
Steffen et al. [2011]			55–75	
Петрологическая Bagdassarov et al. [2011]	–	–	55–60	
CRUST1.0 [2017]	10.0	74.8	44.7	9.8

вмещающих пород чехла, граниты интенсивно тектонизированы по всему объему, что указывает на протрузивный характер контакта. На развитие позднейших приповерхностных структур оказывало влияние не только изменение геодинамической обстановки, но и особенности деформации пород фундамента.

Вертикальные границы, хорошо заметные в разрезах МТЗ, характеризуют режим новейшей региональной тектонической активизации. Они могут быть связаны как с разломными, деформированными зонами, так и зонами перераспределения вещества, наличием флюидов и состоянием и химическим составов пород. Деформации пород проявляются в виде различных катаклазитов [8]. В процессе структурно-геологического картирования различных участков Северного и Центрального Тянь-Шаня установлен парагенез позднейших структур, расположенных субширотно, что соответствует кинематической обстановке левосторонней транспрессии [8, 9].

Блочное строение актуально для построения для разграничения областей впадин и поднятий. На рис. 1 показана модель, созданная для

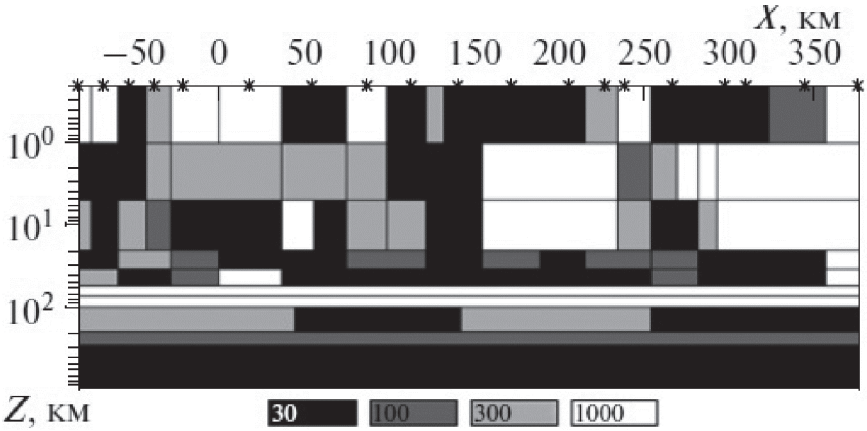


Рис. 1. Блочная 1D геоэлектрическая модель вдоль профиля НАРЫН (а), полученная в результате последовательности частичных инверсий [10]. Сопротивления даны в Ом м. Z – глубина в километрах

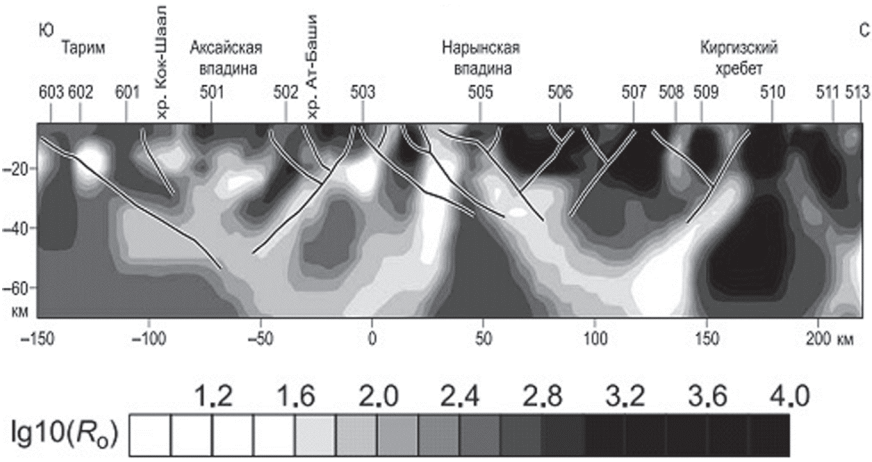


Рис. 2. Геоэлектрическая модель (результат 2D инверсии) по профилю НАРЫН [11]. Сопротивления показаны в логарифмическом масштабе оттенками серого. По оси X – пункты зондирований МТЗ

профиля вдоль 76° в.д. (Центральный Тянь-Шань). Отметим, что минимальная ширина блока для моделирования – 25 км. Наблюдаемые низкоомные тела, протяженные по широте – на глубинах более 25 км, а выше, наоборот, они вытянуты в вертикальном положении. Высокоомные объекты в основном изометричные и находятся либо на поверхно-

сти, либо на глубинах 5–15 км. На рис. 2 приведен результат 2D инверсии по тому же профилю. Исходя из распределений геоэлектрического сопротивления, можно сделать вывод о том, что общая картина под блоком Северного и Центрального Тянь-Шаня (правая часть рис. 2) вплоть до Нарынской впадины значительно отличается от Южной части (левая часть рис. 2). Благодаря таким фактам, можно проводить границы блоков по градиентным зонам.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда по проекту (РНФ № 16-17-10059) «Взаимосвязь тектонических и морфологических характеристик верхнекоровых структур внутриконтинентальных орогенов с глубинным строением, минерагенией и геологическими рисками (на примере Тянь-Шаня)».

Литература

1. *Непеина К.С.* Изучение деформационных процессов на территории Бишкекского геодинамического полигона // Материалы VI молодежной тектонофизической школы-семинара. Тез. докл. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2019. С. 175–179.

2. *Bataleva E., Rybin A., Matiukov V.* System for Collecting, Processing, Visualization, and Storage of teh MT-Monitoring Data // Data. 2019. № 4(3). 99.

3. *Баталева Е.А., Мухамадеева В.А.* Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон) // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Т. 9. № 2. С. 461–487.

4. *Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К. и др.* Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли. 2006. № 8. С. 14–26.

5. *Baranov A., Bagherbandi M., Tenzer R.* Combined Gravimetric-Seismic Moho Model of Tibet // Geosciences. 2018. 8. P. 461.

6. *Steffen R., Steffen H., Jentzsch G.* A three□dimensional Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data // Tectonics. 2011. Vol. 30. TC5019.

7. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В, Баталев В.Ю. и др.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. № 4. С. 417–436.

8. *Баталева Е.А., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю. и др.* Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 571–575.

9. *Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А. и др.* Особенности глубинного строения системы Нарынская впадина – хребет Байбичетоо – Атбашинская впадина по комплексу геолого-геофизических данных // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 565–568.

10. *Бердичевский М.Н., Голубцова Н.С., Варенцов Ив.М., Пушкарев П. Ю., Рыбин А.К., Соколова Е.Ю.* Геоэлектрический разрез центрального Тянь-Шаня: последовательная инверсия магнитовариационных и магнитотеллурических данных вдоль профиля Нарын // Физика Земли. 2010. № 8. С. 54–61.

11. *Баталев В.Ю., Баталева Е.А.* Состояние литосферы зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по результатам петрологической интерпретации магнитотеллурических данных // Физика Земли. 2013. № 3. С. 87–94.

В.В. Низовцев[1]

Горячее происхождение планет, космохимия и ротационный фактор

Посвящается Д.И. Менделееву

В предыдущей работе [1] предложена новая концепция глобальной тектоники, объединившая антагонистические геодинамические модели. Синтез стал возможен после открытия на планетах ротационных вихрей. В свете этих сенсационных данных геотектоника и динамика оболочек обретают новое дыхание. В системе мира Ньютона с инерциальной ротацией планет геофизик ограничен набором вторичных движущих сил. В итоге явные признаки движений в литосфере трудно интерпретировать и невозможно совместить с наличием неподвижных глубинных разломов и монолитами континентов.

В картезианской парадигме вынужденной ротации космических тел литосфера и жидкие оболочки находятся в едином (поверхностном) поле сдвиговых напряжений, создаваемых осесимметричными эфирными течениями, которые понуждают планету к вращению. Отсюда широтная зональность геоструктур и циркуляционных течений в жидких оболочках. В своё время Н.Н. Парийский [2] связывал необъяснимо малое вековое приливное замедление ротации Земли с действием космического механизма, подкручивающего планету. Будучи субстанцией атомов, эфир пронизывает все тела. Его течения поддерживают ротацию планет и вызывают заметные смещения материала их оболочек. В настоящее время космогоническая роль вселенского эфира доказана,

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vnizovtsev@gmail.com

физические параметры – установлены [3]. Его плотность близка к плотности воздуха.

Рассмотрим космогонические и геохимические процессы, определившие природу и эволюцию ротационного вихря и, следовательно, поля сдвиговых напряжений.

1. Космогонический процесс в картезианской системе мира

Обобщение наблюдательных данных по солнечной системе и двойным звёздам приводит к выводу о том, что астрофизические, небесномеханические и геодинамические процессы в солнечной системе определяются вихревой структурой, которая состоит из гигантского квазилинейного вихря, ось которого приурочена к Солнцу, и вихревых вставок, отвечающих за ротацию небесных тел и планет. Глобальный вихрь системы имеет каскадное галактическое происхождение [3], локальные – явились побочным результатом космохимического процесса на каждом теле системы.

Небулярная и аккреционная модели не имеют убедительного обоснования. Космогонической субстанцией атомных структур является турбулентный эфир, в современной науке – физический вакуум. Первичный материал протозвезды генерируется на оси вихря и накапливается в застойном сечении – в солнечной системе это плоскость эклиптики. Исходной вихревой космогонической частицей является пи-мезон с атомной массой около 0.15. Он служит началом основных структурных компонентов атома [3]. Д.И. Менделеев [4] предусмотрел в Таблице элементов ячейки для эфира и пи-мезона, названного им коронием. Существование двух материальных предшественников атомов вытекало из логики строения периодической системы химических элементов.

2. Горячее происхождение планет

Повышенная величина отношения «светимость–угловой момент» в случае Солнца говорит о том, что Протосолнце эпизодически сбрасывало небольшие порции первичного космогонического материала, из которых в дальнейшем сформировались планеты. Протопланеты состояли в основном из нейтронов [5], синтезированных из мезонов на Солнце. Более половины звёзд Галактики являются двойными, так что расщепление протозвезды – это типичная стадия её космогонической эволюции.

Регулярная составляющая обращения планет и других тел обеспечивается течениями глобального вихря, который состоит из ядра, где находится Солнце, и планетной зоны. При дрейфовом обращении планет их скорости отражают профиль скорости азимутальных течений вихря солнечной системы за пределами ядра (рис. 1).

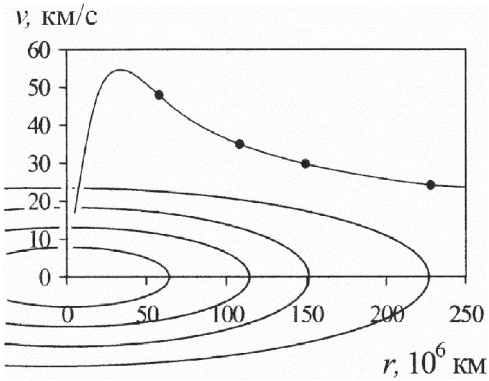


Рис. 1. Профиль скорости вихря солнечной системы в плоскости эклиптики. Точки и орбиты соответствуют планетам земной группы

В нулевом приближении вихревое ядро (внутри орбиты Меркурия) можно моделировать твёрдотельным вращением с профилем тангенциальной скорости:

$$v_c = \Omega\, r = 2{,}78\cdot 10^{-6}\ r,\ \ r < r_1. \qquad (1)$$

Здесь Ω – угловая скоростью вращения Солнца на экваторе, r_1 – радиус ядра.

Интегрируя уравнение Эйлера для движения частицы жидкости, получаем, что при профиле течений (1) давление эфира в ядре вихря

$$p_c = P_0 - \rho_0 K^2 \frac{(3 r_1^2 - r^2)}{2 r_1^3}. \qquad (2)$$

Здесь K – константа, ρ_0 – плотность эфирной среды. Градиент давления, который мог бы обеспечить трансляционное обращение частицы вокруг вихревой оси:

$$\frac{\partial p_c}{\partial r} = \frac{\rho_0 K^2 r}{r_1^3}.$$

Тогда согласно гипотезе Л.Эйлера об архимедовой природе динамики в солнечной системе, сила «притяжения» частицы объёма V к Солнцу

$$f_c = V \frac{\rho_0 K^2 r}{r_1^3}.$$

Как видим, для регулярного обращения тела или частицы в пределах ядра необходима сила Гука, следовательно, при *ньютоновом* силовом

поле гравитации длительное дрейфовое обращение тела или частицы в ядре вихря невозможно. Этим объясняется как отсутствие планет ближе Меркурия, так и неустойчивость солнечной атмосферы. На ранней стадии космогонического процесса уже при небольшом количестве накопленной космогонической магмы Протосолнце сбрасывала часть своего объёма.

3. Природа ротационных вихрей и их эволюция

Ротационные вихри генетически связаны с генерацией атомов химических элементов *на поверхности* «горячей» – в космогоническом смысле – протопланеты. Согласно теореме Г.Гельмгольца о сохранении завихренности, выделение из первичной космогонической магмы атомов (вихревых частиц с угловым моментом порядка ħ), образующих впоследствии вещество родоначальной магмы, сопровождалось формированием в эфире компенсационных течений с завихренностью противоположного направления. Таким образом, в оболочках ранних планет атомы химических элементов порождались *вращающимися*. Итогом было общее вращение планеты под действием течений ротационного вихря, ось которого приурочена к барицентру системы планета–спутники. Цилиндрическое поле течений, наложенное на сферическое тело планеты со сдвигом вихревой оси приводит к сложному профилю сдвиговых напряжений [1]. Сдвиг непосредственно заметен в положении циклонов на рис. 2. Аналогично в Северном полушарии устойчивые циклоны поддерживаются в зоне Полярного круга.

Привязка космохимического процесса именно к поверхности ранней планеты приводит к изоротации небесных тел. При разнице масс в 12 порядков, за редким исключением, небесные тела – вплоть до астероидов и комет – имеют период вращения порядка 10 ч. Независимость угловой скорости от массы (размеров) тела означает, что массовая (объёмная) плотность момента ротации пропорциональна площади его поверхности. Отсюда следует тот единственно возможный космогонический вывод, что ротация связана с некоторым процессом на *поверхности* небесного тела.

Если Протосолнце состояло из магмы, представлявшей собой смесь неустойчивых пи-мезонов и нейтронов, то элементогенез на Солнце и ранних планетах заключался в объединении нуклонов с образованием нуклидов, захватывающих электроны, образуемые в реакции распада нейтронов. На активных небесных телах синтез атомов всё ещё продолжается, поэтому, несмотря на диффузию завихренности, содержащейся в ротационном вихре, интенсивность последнего поддерживается на некотором стационарном уровне. Профиль течений ротационного вихря (рис. 1) представляет собой стационарный результат коалесценции и диффузии элементарных компенсационных вихрей, генетически

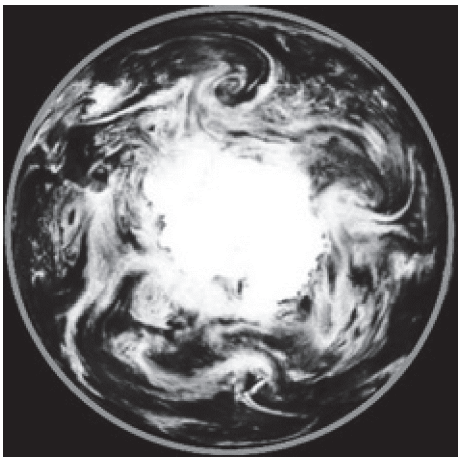


Рис. 2. Результаты циклонической деятельность вихревого привода ротации в Южном океане – синтез за месяц. Аппарат Galileo Orbiter NASA, 1997.09.10. NASA/courtesy of nasaimages.org

связанных с синтезом химических элементов, образованием пород и метаморфическими процессами.

4. Заключение

Мнимое противоречие между фиксизмом и мобилизмом снимается в рамках представления о преимущественно поверхностных горизонтальных движениях под действием течений вихревого привода ротации. Из-за сдвига вихревой оси эффективность действия вихревых течений на больших глубинах незначительна, поэтому глубинные разломы и монолиты материков неподвижны.

Литература

1. *Низовцев В.В.* Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы 51 тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2019. С. 80–83.

2. *Парийский Н.Н., Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В.* О влиянии океанических приливов на вековое замедление вращения Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1972. N 2. С. 3–12.

3. *Низовцев В.В.* Начала кинетической системы мира. М.: УРСС, 2013. 384 с.

4. *Менделеев Д.И.* Сочинения / Ред. В.Е. Тищенко. Т. 2. Периодический закон. Л.: Химико-теоретическая литература, 1937. С. 463–496.

5. *Белозёров И.М., Галушков В.В., Грицко Г.И. и др.* Ядерно-физические и физико-химические механизмы генерации водорода, углерода, углеводородов и других гидридов в природе // 5-е Кудрявцевские Чтения. 2016. conference.deepoil.ru

А.М. Никишин[1], Н.А. Малышев[2], Е.И. Петров[3], К.Ф. Старцева[1], С.И. Фрейман[1], Е.А. Родина[1]

Типы современных пассивных континентальных окраин и проблема механизма формирования поднятия Альфа-Менделеева в Арктическом океане

В последние годы произошел значительный прогресс в изучении пассивных континентальных окраин. Эти окраины традиционно делятся на рифтовые и трансформные. В свою очередь рифтовые окраины делятся на вулканические пассивные окраины и авулканические пассивные окраины (или magma-poor passive margin). Обзор современной литературы приведен, например, в [2–6]. Авулканические континентальные окраины подразделяются на те, где имела место эксгумация мантии на дне моря, и где не имела.

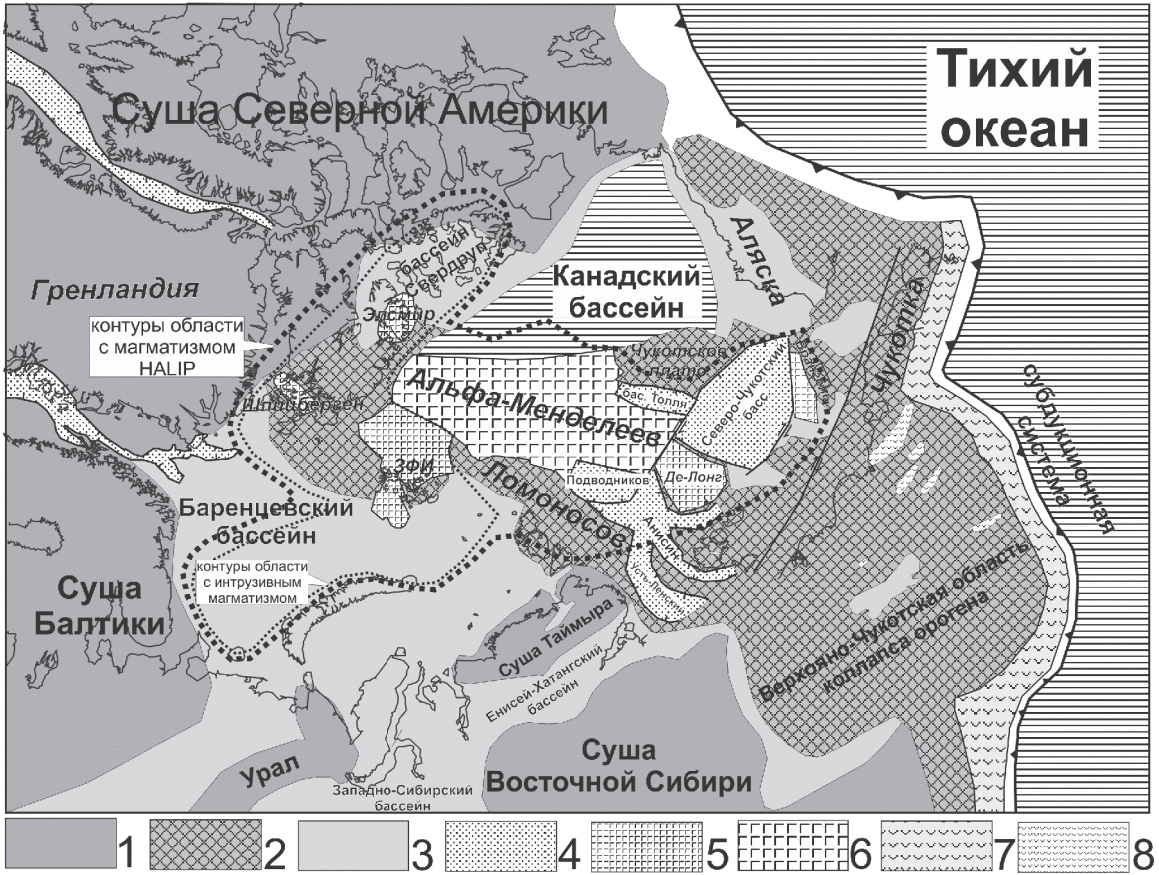
Вулканические пассивные окраины широко распространены на Земле, они занимают не менее четверти или трети длины всех пассивных окраин. Классическими примерами являются окраины Северной Атлантики, Бразилии и др. Такого типа окраины имеют сходное строение по обоим берегам океанов типа Южной Атлантики. Главной чертой вулканических окраин является наличие на сейсмических профилях пакетов сейсмических рефлекторов наклоненных в сторону океана (Seaward Dipping Reflectors (SDRs)). Окраины с SDRs пробурены во многих местах и это оказались базальты. Базальты заполняют полуграбены. Толщины базальтовых комплексов могут достигать многих километров. Полуграбены, как правило, ограничены пологими сбросами, наклоненными в сторону континента. Выделяют внутренние и внешние SDRs. Внутренние SDRs выполняют полуграбены на континентальной коре. Внешние SDRs могут уходить на уровень ниже континентального скло-

[1] МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия; nikishin@geol.msu.ru
[2] Роснефть, Москва, Россия
[3] Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

на, и обсуждается вопрос, какая под ними кора – утоненная континентальная или базальтовая (стандартная океаническая). Комплексы с SDRs обнажены на суше, например в Гренландии. Там для толщи вулканитов характерны ортогональные к их наклону базальтовые дайки. В нижней части коры вулканических окраин, как правило, выделяется линзовидный слой с повышенными сейсмическими скоростями (high-velocity lower crust). Этот слой традиционно интерпретируется как зона интрузий базальтового состава, которые внедрились между корой и мантией (магматический андерплейтинг). На континентах на границах с вулканическими окраинами часто располагаются континентальные траппы типа Параны в Южной Америке. Обычно считается, что вулканические континентальные окраины были образованы над мантийными плюмами.

Для многих авулканических окраин в последние годы установлено, что в области перехода от утоненной континентальной коры к области со стандартной базальтовой океанической корой есть полоса шириной десятки или сотни километров, в пределах которой не было базальтового магматизма, и при раздвижении литосферных плит вещество мантии вышло на дно океана и было преобразовано в серпентиниты. Это традиционно называется эксгумацией мантии. Для некоторых рифтов на континентальных окраинах характерно наличие осадочного чехла толщиной до 15–20 км. Ниже этого чехла на сейсмических профилях обычно наблюдается субгоризонтальная граница с акустическим фундаментом. Считается, что в таких бассейнах имеется гипер-растянутая (hyperextended) континентальная кора. Не исключено, что на некоторых участках могла происходить эксгумация мантии с разрывом сплошности континентальной коры. Считается, что эксгумация мантийного вещества на дно моря происходит тогда, когда растяжение не сопровождается базальтовым магматизмом из-за того, что верхняя мантия холодная и в ней не генерируется базальтовая магма.

Поднятие Альфа-Менделеева располагается в Амеразийском бассейне Арктического океана. Оно пересекает океанический бассейн от шельфа Чукотского моря до шельфа Гренландии. Для него характерна утолщенная для глубоководных бассейнов кора мощностью около 15–30 км. По геофизическим данным одни исследователи традиционно считают что поднятие имеет утолщенную базальтовую океаническую кору, а другие, что кора является утоненной континентальной. Общепринятым является то, что поднятие имеет мощный чехол базальтов мелового возраста. Также считается, что кора утолщена за счет магматического андерплейтинга вдоль раздела Мохо (в нижней части коры имеется высокоскоростная нижняя кора (high-velocity lower crust)). Акустический фундамент поднятия Менделеева образует уступы в ре-


Суша Северной Америки
Тихий океан
Гренландия
контуры области с магматизмом HALIP
Канадский бассейн
Аляска
Чукотка
Чукотское плато
Бас. Толля
Северо-Чукотский басс.
Альфа-Менделеев
Подводников
Де-Лонг
Ломоносов
Баренцевский бассейн
контуры области с интрузивным магматизмом
Суша Балтики
Суша Таймыра
Енисей-Хатангский бассейн
Верхояно-Чукотская область коллапса орогена
субдукционная система
Урал
Западно-Сибирский бассейн
Суша Восточной Сибири
1
2
3
4
5
6
7
8

← **Рис. 1.** Тектоническая реконструкция Арктического региона для аптского-альбского времени. 1 – стабильная суша, 2 – тектонически активная суша, 3 – осадочные бассейны на континентальной коре, 4 – активные континентальные рифты, 5 – континентальные базальты (траппы), 6 – область рифтинга и магматизма поднятия Альфа-Менделеева, 7 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 8 – аптские интраплитные постколлизионные вулканиты

льефе дна. На этих уступах были взяты пробы горных пород. Оказалось, что поднятие имеет деформированную толщу палеозойских осадочных пород (Skolotnev et al., 2019), поэтому наличие слоя континентальной коры является обоснованным, по крайней мере, на значительных участках. Не вызывает сомнений то, что поднятие Альфа-Менделеева формировалось над мантийным плюмом.

Вокруг поднятия Альфа-Менделеева давно известны области континентальных траппов с возрастами около 125–105 млн лет. К ним относятся области базальтового магматизма островов Земли Франца Иосифа, Шпицбергена, Элсмир, Де-Лонга. Одновозрастные интрузивные комплексы базальтов пронизывают осадочные бассейны Баренцева моря и бассейн Свердруп. Меловые дайки вероятны на Северной Земле (их возрасты пока слабо обоснованы). На основе интерпретации сейсмических профилей и анализа магнитного поля мы выделили предположительно одновозрастную магматическую провинцию севернее острова Врангеля (Северо-Чукотская магматическая провинция). В целом все меловые магматические провинции объединяют в единую суперпровиинцию Высокой Арктики (High Arctic Large Igneous Province (HALIP)).

В Северной Америке в трапповых областях выделяется несколько пиков магматизма: 130–110, 105–90 и 80–85 млн лет (возрасты постоянно уточняются). Для траппов Де-Лонга имеются возрасты в пределах 130–105 млн лет. Для Земли Франца Иосифа возраста дискутируются, но они близки к 125 млн лет. Во всех данных магматических провинциях вулканизм начался примерно одновременно около 130–125 млн лет. Для поднятия Альфа-Менделеева имеются возраста базальтов около 127–110 млн лет, и есть возраста около 90–80 млн лет. Считается, что поднятие Альфа-Менделеева вместе с областями мелового континентального магматизма в Высокой Арктике образуют единую магматическую систему HALIP.

Для поднятия Альфа-Менделеева обсуждается три основных механизма формирования: (1) поднятие является срединно-океаническим хребтом в океане; (2) поднятие образовалось над мантийным плюмом при отодвигании друг от друга Азиатского и Американского континен-

тов и является океаническим плато типа Исландии; (3) поднятие формировалось как пассивная вулканическая окраина. Первая и вторая модель не подходят по двум основным причинам: (1) по имеющимся новым данным поднятие имеет континентальный фундамент, а не океанический; (2) для срединно-океанического хребта омоложение возраста магматизма происходит к оси спрединга, а для «Исландской» модели омоложение возраста магматизма идет в сторону центральной части океана; имеющееся небольшое количество данных о возрастах магматизма не указывает на омоложение в каком-либо определенном направлении (надо иметь в виду, что данных пока реально мало). Наиболее предпочтительной остается модель, согласно которой поднятие Альфа-Менделеева формировалось как вулканическая пассивная континентальная окраина.

Для тестирования данной модели мы разработали схему сейсмостратиграфии для шельфов Восточной Арктики и Амеразийского бассейна [1]. Новым аргументом в пользу того, что поднятие Альфа-Менделеева это вулканическая континентальная окраина является открытие нами синрифтовых комплексов и SDRs в его пределах.

Нами составлена тектоническая схема реконструкции Арктики для аптского-альбского времени (рисунок). По нашей модели Канадский бассейн сформировался до начала формирования поднятия Альфа-Менделеева. Вероятно, в апте–альбе синхронно происходил континентальный рифтинг (включая формирование бассейнов с гипер-растянутой континентальной корой) и крупномасштабный плюмовый магматизм. Около 80 млн лет этот процесс прервался, и новый океанический бассейн не раскрылся. Прерывание процесса океанообразования это обычное явление и оно связано с глобальными изменениями кинематики литосферных плит. Мы рассматриваем поднятие Альфа-Менделеева как вулканическую пассивную окраину с прерванным развитием (aborted volcanic passive continental margin).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 18-05-70011 и 18-05-00495.

Литература

1. *Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др.* Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Амеразийского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6.

2. *Geoffroy L.* Volcanic passive margins // Geoscience. 2005. V. 337. P. 1395–1408. doi:10.1016/j.crte.2005.10.006

3. *Guan H., Geoffroy L., Gernigon L. et al.* Magmatic ocean-continent transitions // Marine and Petroleum Geology. 2019. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.003.

4. *Peron-Pinvidic G., Osmundsen P.T.* The Mid Norwegian - NE Greenland conjugate margins: Rifting evolution, margin segmentation, and breakup // Marine Petrol. Geol. 2018. V. 98. P. 162–184.

5. *Peron-Pinvidic G., Manatschal G. and the "IMAGinING RIFTING" Workshop Participants*. Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. Article 218. doi: 10.3389/feart.2019.00218

6. *Schiffer C, Dore A.G., Foulger G.R. et al.* Structural inheritance in the North Atlantic // Earth-Science Reviews. 2019. doi: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102975

7. *Skolotnev S., Akeksandrova G., Isakova T. et al*. Fossils from seabed bedrocks: implication to the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) // Marine Petrol. Geol. 2019. V. 407. P. 148–163.

С.Б. Николаева[1]

Деформации осадочного чехла восточной Фенноскандии: геодинамические и сейсмотектонические аспекты

Последняя дегляциация Фенноскандинавского кристаллического щита сопровождалась ярко выраженной тектонической активностью: широким проявлением различных разрывов разного ранга и повышенным уровнем сейсмичности [1]. К настоящему времени накоплен обширный материал по молодой тектонике, активным разломам и палеосейсмодислокациям восточной Фенноскандии [2–4]. Среди следов древних землетрясений, выявляемых практически в пределах всей этой территории, довольно часто объектами исследований являются сейсмогенные деформации в рыхлых водонасыщенных отложениях – сейсмически индуцированные структуры. Их относят к вторичным сейсмогенным деформациям вибрационного типа и объединяют термином «сейсмиты» [5]. Это различные деформации, образующиеся в результате разжижения и флюидизации грунтов, а также комплексы разрывных нарушений (разрывов со смещениями или без них, трещин и даек), возникающие в результате сильных землетрясений.

[1] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; nikolaeva@geoksc.apatity.ru

Изучению сейсмитов, прежде всего в сейсмоактивных областях, посвящена обширная литература [6–10 и др.]. В восточной части Фенноскандии, области слабой и умеренной современной сейсмичности, также стали появляться сообщения об обнаружении деформационных структур в рыхлых толщах, имеющих сейсмогенный генезис [2, 3,11–13]. Эти деформации встречены в разных генетических типах четвертичных отложений, в том числе и в колонках донных осадков озер [14, 15]. Выявление и обнаружение сейсмитов имеют большую значимость для оценки сейсмичности территорий, расширения возрастного диапазона их сейсмической летописи, определения минимальной магнитуды потенциальных землетрясений.

Основная цель сообщения – обобщение массива данных о сейсмически индуцированных структурах в рыхлых осадочных толщах, их возрасте и геолого-тектонической позиции. В докладе продемонстрированы различные типы сейсмитов и механизмы их образования, особое внимание уделено дискуссионным вопросам генезиса деформаций, поскольку тектонический характер разрывообразования в рыхлых отложениях часто оспаривается. Особенно это касается структур, развитых в водно-ледниковых отложениях и морене, широко распространенных на территориях, прежде подвергавшихся оледенениям, таких как Фенноскандия. Среди всего многообразия обсуждаемых структур более достоверным индикатором палеоземлетрясений являются кластические дайки и сочетание разрывных и пликтивных деформаций в осадочных толщах, развитых вблизи тектонических зон.

Полученные результаты позволили вывести несколько общих заключений:

– в восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита изучена группа нарушений и деформаций в осадочном чехле, имеющая сейсмогенный генезис;

– разрезы с сейсмодеформационными структурами тяготеют к линеаментам, ярко подчеркнутыми долинами крупных рек Кола, Воронья, Тулома Кольского региона, к зонам неотектонических впадин (Кандалакшской, Имандровской, Ладожской, Онежской) и часто встречаются в пределах участков развития сейсмодислокаций в кристаллических породах фундамента;

– обнаруживается цикличность проявления сейсмитов в одной и той же толще осадков, что отражает неоднократность возникновения сейсмических событий в одном и том же месте;

– радиоуглеродные данные о возрасте органических веществ, захороненных под обвалами и содержащиеся в осадочных разрезах, указывают на то, что активное разрывообразование и высокий уровень сейсмичности имели место в позднеледниковье и в раннем голоцене (14000–

9000 лет назад), меньшее число событий датировано средним и поздним голоценом. На основании совокупности геологических, геоморфологических и палеосейсмологических данных показывается, что сейсмичность щита не ограничивается коротким периодом во время и после дегляциации. Данные о возрасте сейсмособытий отражают рассеянный характер сейсмической активности и эпизодическое проявление ее на протяжении всего голоцена. Причины такого проявления сейсмичности обсуждаются.

Исследования проведены в рамках темы НИР ФИЦ «Кольский научный центр РАН», ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054.

Литература

1. *Stewart L.S., Sauber J., Rose J.* Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. P. 1367–1389.

2. *Лукашов А.Д.* Геодинамика новейшего времени. В: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Шаров Н.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 150–191.

3. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины озера Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880.

4. *Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Родкин М.В.* Опорные участки комплексного изучения голоценовых землетрясений восточной части Фенноскандинавского щита – методы, способы параметризации, результаты // Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» 25–29 сентября 2017 г. М.: ГЕОС, 2017. С. 276–278.

5. *Seilacher A.* Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology. 1969. V. 13. P. 155–159.

6. *Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A.* Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engineering Geology. 2005. V. 76. P. 209–234.

7. *Hempton M.R., Dewey J.F.* Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East-Anatolia Fault, Southeast Turkey // Tectonophysics. 1983. V. 98. P. 7–14.

8. *Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsch C.* Seismites: Anattempt at critical analysis and classification // Sedimentary Geology. 2007. V. 196. P. 5–30.

9. *Гладков А.С., Лунина О.В.* Сейсмиты юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. №3. С. 249–272.

10. *Korzhenkov A.M., Avanesyan M.A., Karakhahian A.S., Virgino A.* Seismic convolutions in the quaternary deposits of Lake Sevan, Armenia // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. N1. P. 46–53.

11. *Зыков Д.С.* Об активных структурах и вероятных палеосейсмодеформациях в Карелии// Геоморфология. 1997. № 3. С. 58–62.

12. *Николаева С.Б.* Сейсмически индуцированные структуры в четвертичных отложениях СВ Фенноскандинавского щита: особенности проявления и возрастные привязки // Вестник МГТУ. Труды Мурманского государственного университета. 2016. Т. 19. № 1. С. 110–122.

13. *Shvarev S. V., Nikonov A.A., Rodkin M. V., Poleshchuk A. V*. The active tectonics of the Vuoksi Fault Zone in the Karelian Isthmus:parameters of paleoearthquakes estimated from bedrock and softsediment deformation features // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2018. V. 90. P. 257–273.

14. *Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С.* Следы катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера Бабинская Имандра (Кольский регион) // Изв. РГО. 2016. Т. 148. Вып. 4. С. 38–52.

15. *Николаева С.Б., Евзеров В.Я.* О проявлениях голоценовой тектоники в рельефе и донных осадках озер района Кольского залива Баренцева моря // Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» 25–29 сентября 2017 г. М.: ГЕОС, 2017. С. 271–271.

А.А. Носова [1], Г.Д. Волкова[1], А.А. Возняк[1], Л.В. Сазонова[1,2], Е.В. Юткина[1], О.Ф. Кузьменкова[3,4], А.Г. Лапцевич[3,4]

Новые данные о тектоно-термальной активности во внутренней части Восточно-Европейского кратона в период формирования авлакогенов 1.5–1.4 млрд лет назад

В позднедокембрийской геологической истории Восточно-Европейской платформы (Балтики) остаются «темные места» – они касаются, в том числе, формирования рифтовых структур в раннем мезопротерозое (раннем рифее), когда на ВЕП начиналось формирование ряда авлакогенов. Несмотря на то, что за последние 10–15 лет произошли значительные успехи в изучении позднедокембрийских структур ВЕП и их осадочного заполнения (работы Т.Н. Херасковой, С.В. Богдановой, А.М. Никишина и др.), многие вопросы остаются нерешенными. Основным предметом дискуссий является природа рифейских рифтовых процессов: определялись ли они плюмами или связаны с относительными движениями плит, которые привели к вращению Балтики, например, [9, 7]?

Геологическая эволюция Балтики в период 1.52–1.35 млрд лет назад рассматривается как контрастная для ее западной и восточной части: на западе, в южной Фенноскандии, проявились интенсивные деформации и магматизм, известные как данополонская орогения, тогда как на восточной уральской окраине сформировалась крупная магматическая провинция, становление которой известно как машакское событие [4, 8, 12]. Основные события данополонской орогении – высокоградный метаморфизм, мигматизация, гранитный магматизм, деформации, характерные для конвергентных обстановок, имели место 1.46–1.38 млрд лет назад на крайнем западе континента, в Южной Швеции [8, 9]. Вглубь континента распространились деформации, контролируемые субширотными и СЗ зонами [9]. На северо-западе континента в раннем мезопротерозое завершается становление массивов AMCG ассоциации, при-

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; nosova@igem.ru, earlinndrow@gmail.com, vulpesvulpesred@gmail.com, eyutkina@gmail.com

[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; sazonovalv52@mail.ru

[3] Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь; kuzmenkovaof@mail.ru

[4] Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь; laptsevich@geology.org.by

уроченных к Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системе: мазурский комплекс в Польше, небольшие массивы в Швеции, Валаамский силл и сопровождающие его вулканиты Ладожского грабена. В последние годы интерес исследователей к магматизму Ладожского грабена позволил получить новый палеомагнитный полюс для мезопротерозойской Балтики, а также новую датировку для даек ферродолеритов в 1452±12 млн лет (U-Pb по бадделеиту) ([10] и ссылки в этой работе). На востоке Балтики проявления внутриплитного «машакского» магматизма фиксируются в крупных Камско-Бельском и Серноводско-Абдулинском рифтах и их обрамлении, захватывая всю восточную часть Волго-Уралии [3, 4, 12].

Как видно из приведенного краткого обзора, основные проявления магматической активности в мезопротерозое были локализованы по периферии Балтики. В центральной части Балтики тектоническая активность была сосредоточена в рифтах (авлакогенах) [9]. Эти крупные структуры (Пачелмский, Среднерусский, Волыно-Оршанский и др.) характеризуются интенсивным осадконакоплением, однако проявления раннерифейского магматизма в них остаются либо неизвестными, либо проблематичными [11]. Такая ситуация ставит вопрос о том, насколько раннерифейские тектоно-термальные события затронули литосферу центральной части кратона, привели ли они к переработке раннедокембрийской коры и/или формированию ювенильной коры? В отсутствии прямых свидетельств этих процессов, таких как известные проявления магматизма, высокоградного метаморфизма, мигматизации, мы можем обратится к косвенным свидетельствам. Индикаторами мезопротерозойских корообразующих событий оказались изотопные данные, полученные при U-Pb изучении цирконов из раннедокембрийских парагнейсов востока Сарматии и Sr-Nd систематика раннекембрийских монцонитов запада Волго-Уралии.

В докладе рассматриваются результаты U-Pb изучения цирконов (SIMS методом) из нижнекоровых ксенолитов, встреченных в девонских щелочных вулканитах Припятского прогиба. По отношению к докембрийскому Волыно-Оршанскому авлакогену, девонские вулканиты расположены на его южном плече. В ксенолитах представлены аналоги палеопротерозойских парагнейсов кулажинской серии Брагинского гранулитового блока кристаллического фундамента Восточной Сарматии. Рассчитанные нами *T–P*-параметры для парагнейсов составили 834–893°C и 8.8–9.0 кбар (биотит-гранатовый и полевошпатовый термометры, программа Perple_X в версии 6.8.6 от 24.01.2019). Ядра цирконов гранулитового облика имеют возраст 2023 ± 17 и 2169 ± 8 млн лет, очевидно соответствующий возрасту источника детритового материала. На ядра нарастают каймы, имеющие конкордантный возраст

1393 ± 18 млн лет со СКВО = 1.2. Этот возраст близок к возрастам 1420–1450 млн лет, полученным в Южной Швеции для кайм цирконов из метаосадочного раннемезопротерозойского (после 1530 млн лет) протолита, формировавшихся в ходе метаморфизма и мигматизации в ходе Данополонской орогении [8]. Появление на цирконах из палеопротерозойских гнейсов кайм с мезопротерозойскими возрастами указывает, что U-Pb система цирконов из ксенолитов биотит-гранатовых парагнейсов подверглась влиянию мезопротерозойского тектонотермального события, предположительно связанному с Данополонской орогенией.

В юго-восточном борту Пачелмского авлакогена в Волго-Уралии установлен массив монцодиоритов раннекембрийского возраста 514± 2 млн лет [5]. Породы массива характеризуются радиогенными начальными изотопными отношениями стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{514}$ = 0.705204 и 0.705320). Изотопный состав Nd монцонитов в момент их формирования был низкорадиогенным (εNd(514) = –6.7 – –7.0). Изотопный состав Sr и Nd в монцонитах не согласуется с мантийным источником их расплавов, так как является более радиогенным для Sr и менее радиогенным для Nd, чем следовало бы ожидать в этом случае, и указывает на коровый вклад. С другой стороны, эти же данные не позволяют рассматривать в качестве источника коровые палеопротерозойские толщи с возрастом не моложе 2.1 млрд лет [1], которые слагают Волго-Донской ороген, вмещающий этот массив. Эти толщи также вряд ли могли быть коровым контаминантом мантийных расплавов, поскольку требуется вклад до 40–50% кислых пород южноволжского комплекса, чтобы сдвинуть изотопный состав Nd до наблюдаемых значений от предположительного соответствующего OIB (по простой модели смешения). Поэтому вклад палеопротерозойской коры, исходя из изотопных данных, представляется маловероятным.

Однако Волго-Уральская область в мезопротерозое испытала мощное тектоно-термальное машакское событие, в ходе которого произошло образование большого объема магматических комплексов, причем не только базитовых эффузивов и интрузивов, но и кислых вулканитов и гранитоидных массивов, в том числе с сиенитами, возрасты этих комплексов составляют около 1400–1330 млн лет. Изотопные характеристики гранитоидов этих комплексов свидетельствуют как о переработке существовавшей раннедокембрийской коры, так и формировании ювенильной мезопротерозойской коры ([2, 4, 6, 12] и ссылки в этих работах). Вполне вероятно, что подобные события могли иметь место и в западной части Волго-Уралья, в ходе эволюции Пачелмского авлакогена. В раннем кембрии эта новообразованная нижняя кора могла испытывать плавление под действием базитовых расплавов, доминировав-

шие коровые выплавки смешивались с фракционированными базитовыми расплавами и служили источником монцонитовых массивов. Такое предположение согласуется с изотопными данными.

Таким образом, новые изотопные U-Pb по цирконам и Sr-Nd для пород данные, полученные для палеопротерозойского метаморфического комплекса из южного борта Волыно-Оршанского авлакогена и для раннекембрийского монцонитового массива из юго-восточного борта Пачелмского авлакогена соответственно, указывают, что во внутренней части континента Балтики имело место тектоно-термальное событие около 1.4 млрд лет. Это событие, синхронное данополонской орогении на западе кратона и формированию крупной магматической провинции (машакскому событию) на востоке кратона, проявилось переработкой раннедокембрийской коры в западных доменах и, возможно, формированием ювенильной коры за счет механизма андерплейтинга в восточных доменах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 18-55-00006, № 17-05-00534, а также БРФФИ, проект № Х18Р-109.

Литература

1. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., и др.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

2. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

3. *Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М., Кузьменкова О.Ф., Дубинина Е.О.* Мезопротерозойские оливиновые габбро-нориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 53–87.

4. *Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., и др.* Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. №. 4. С. 392–392.

5. *Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В. и др.* Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на Юго-Востоке Восточно-Европей-ской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // 2019. Петрология. Т. 27. № 3. С. 357–400.

6. *Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др.* Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.

7. *Artemieva I.M., Shulgin A.* Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Research. 2015. Т. 259. С. 34–42.

8. *Bogdanova S.V., Čečys A., Bibikova E.V., Ilyinsky L.S., Taran L.N.* Danopolonian migmatization of Mesoproterozoic sedimentary rocks in southernmost Sweden: a SIMS zircon study // GFF. 2014. V. 136. N 2. P. 410–428.

9. *Bogdanova S.V.* The Danopolonian orogeny: rotation of Baltica between 1.55 and 1.40 Ga // 32nd Nordic Geological Winter Meeting at Helsinki, Finland. 2016. Bulletin of the Geological Society of Finland.

10. *Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N. et al.* New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // Int. J. Earth Sci. 2014. V. 103. P. 317–334.

11. *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 // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 23–63.

12. *Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E. et al.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. V. 174. P. 109–124.

Е.П. Олейник[1], С.А. Мачулина

Типы дизъюнктивных нарушений, сопровождающие соляные структуры Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью

Многочисленные исследования показывают, что в соленосных регионах разрывные нарушения имеют большое значение в формировании структурных форм и ловушек углеводородов (УВ).

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) ограничена на севере Барановичско-Астраханским, на юге – Припятско-Манычским глубинными краевыми разломами, которые простираются на расстояние более 620 км. Субширотные региональные разломы формируют тектонические ступени и прослеживаются на расстоянии от 60 до 200 км. Также получили распространение разрывные нарушения различного направления, которые образуют ступени – относительно небольшие неравномерно приподнятые и опущенные блоки – от 1–2 до 15–20 км; региональные разрывные нарушения субмеридионального и северо-восточного направления.

[1] Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина; oliynykgeo@gmail.com, kievgeosv@ukr.net

Залежи нефти и газа, выявленные на территории впадины, в значительной степени контролируются региональными разрывными нарушениями. Скопления УВ, размещены в подсолевых, межсолевых и надсолевых отложениях девона. Они пластовые, тектонически, литологически или стратиграфически экранированы, часто массивны.

Подсолевой комплекс по данным геологических и геофизических материалов имеет блоковою структуру. Разрывы, ограничивая блоки (чаще сбросы), комбинируются в системы ступеней, грабенов, горстов. Вверх по разрезу они местами затухают и блоковая структура изменяется отображенными надблоковыми складками и флексурами. Все структуры подчинены общему плану прогиба и делятся на формы разных порядков – от грабен-синклиналей, горст-антиклиналей и крупных антиклиналей до куполов, флексур, структурных носов [1].

Строение надсолевого комплекса определяется структурой подстилающей соли, поскольку она приподнимается соляными ядрами, образуя антиклинали и купола. Между куполами размещены остаточные синклинали – широкие и пологие прогибы. В центральных частях пласты лежат субгоризонтально. Своды куполов разорваны многочисленными сбросами, которые комбинируются в грабены, горсты, ступени. Их размещение зависит от формы соляного ядра и сформированного над ним купола. Своды куполов часто осложнены мульдами проседания.

Местоположение соляных структур тесно связано с региональным тектоническим строением ДДВ. Эта связь отображена главным образом в линейности соляных поднятий, вытянутых параллельно основным тектоническим линиям региона, в их группировке в линейные системы и приуроченности к определенным дислокациям подсолевого ложа – к разрывным смещениям и складкам.

Распределение залежей нефти и газа и их типы в палеозойском разрезе ДДВ обусловлены тектоническими и литологическими факторами. К тектоническим факторам, которые способствуют формированию залежей УВ в осадочном комплексе, относят структуры–ловушки – местами скопления УВ и разрывные нарушения – пути их миграции. Важное значение в распределении залежей имеют морфологические особенности структур, приуроченность определенных типов поднятий к отдельным тектоническим зонам, наличие сети разрывных нарушений, их характер и распространение по площади и в разрезе [3].

Исследование типов взаимосвязи соляных структур с разломами, важно с точки зрения формирования залежей (ловушек) УВ. Ярким примером тому являются Сахалинское нефтегазовое (рисунок, а), Скоробогатьковское нефтегазоконденсатное (рисунок, б), Прилуцкое нефтяное месторождения. Разломы над соляными структурами экранируют залежи УВ, а также служат путями миграции углеводородных флюидов.

Пересмотр геолого-сейсмического материала (сейсмостратиграфических разрезов региональных профилей метода общей глубинной точки) позволил создать классификацию основных дизъюнктивных тектонических нарушений по отношению к соляным телам (см. рисунок):

1. разломы, которые ограничивают штоки и криптодиапиры с обеих сторон (Скоробогатьковский, Радченковский криптодиапиры – осевая зона, Колантаевский шток – северная краевая зона);

2. разломы, которые ограничивают штоки и криптодиапиры с одной стороны:

- разломы краевые (Колесниковский, Роменский штоки – к Барановичско-Астраханскому краевому разлому);

- разломы внутренней разломо-пары (Гадячская, Анастасьевская структуры – северная приосевая зона; Мильковская структура, Исачковско-Ромодановский вал – северная прибортовая);

- разломы, которые ограничивают выступы фундамента (Иваногородский шток – Плисковско-Лисогоровский выступ, Ичнянская структура – Августовский выступ, Бельская структура – Груньский выступ);

- прибортовые разломы (Колесниковская структура – к северному борту, Августовская и Ичнянская структуры и др.);

3. разломы-сбросы (Колонтаевский шток, Коломацкая, Богодуховская структуры);

4. “кустоподобные” разломы над сводами диапироидных соляных тел (Бельская структура – к подошве триаса, Васильевская структура – к подошве серпуховского, Топольская структура – к подошве мела, Яблуновская структура – к подошве нижнепермской толщи);

5. “кустоподобные” разрывы над сводами криптодиапировых соляных структур (Скоробогатьковская структура – к подошве нижнепермского, Мильковский шток – к подошве юрских отложений, Мало-Перещепинский шток – к подошве юрских отложений);

6. разрывы в пластовых соляных отложениях (Новотроицкая структура – северная прибортовая зона);

7. разломы, которые ограничивают соли в **“**щелевых**”** грабенах (Мильковский шток; Богдановская, Васильевская, Галецкая структуры). К щелевым грабенам относят мини-грабены (терминология В.К. Гавриша) шириной (0.5–2.0 км), длиной (до 120 км и больше), увеличенной подвижности и глубины заложения (до 8.0–10 км) в осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях. Эти грабены сформированы под влиянием горизонтальных перемещений блоков или глыб земной коры и вертикальных движений на солянокупольных и поперечных разломах [2].

Таким образом, нефтегазоносность соленосных структур непосредственно связана с развитием тектонических нарушений в приштоковых и надштоковых зонах, которые сформировали условия для миграции

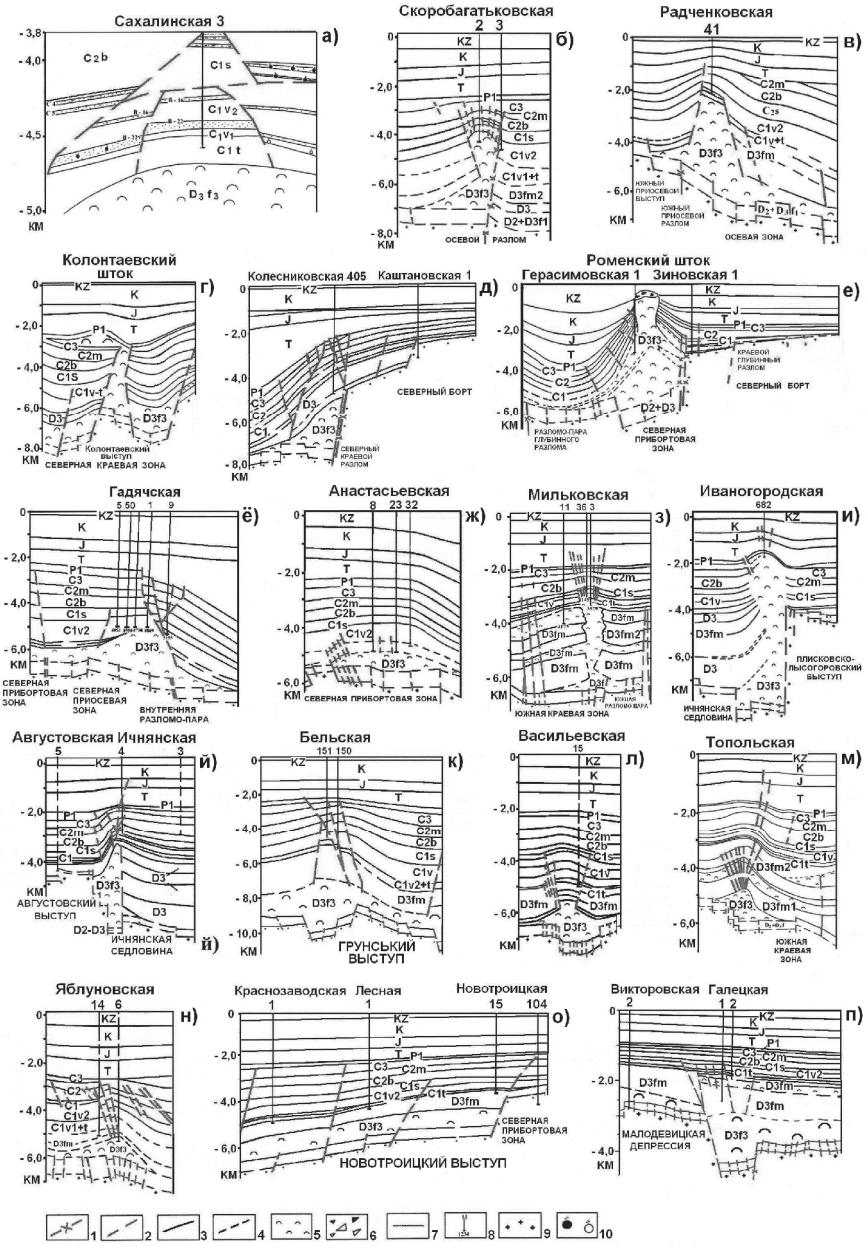


Рисунок. Типы основных дизъюнктивных тектонических нарушений по отношению к соляным телам:

1 – глубинные разломы; *2* – разрывы; *3* – линии стратиграфических горизонтов; *4* – условные стратиграфические горизонты; *5* – соль; *6* – брекчия кепроков; *7* – перерывы и несогласия; *8* – № скважин и отметка забоя; *9* – кристаллический фундамент; *10* – залежи нефти и газа.

Соляные структуры: а – Сахалинская, б – Скоробогатьковская, в – Радченковская, г – Колонтаевская, д – Колесниковская, е – Роменская, ё – Гадячская, ж – Анастасьевская, з – Мильковская, и – Иваногородская, й – Ичнянская, к – Бельская, л – Васильевская, м – Топольская, н – Яблуновская, о – Новотроицкая, п – Галецкая

углеводородных флюидов в верхние толщи и принимали участие в образовании тектонически экранированных ловушек УВ. Соляные и глинистые горизонты служили надежными флюидоупорами; боковые разломы контролировали распространение соли, формируя “скульптуру” штока.

Литература

1. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / Под ред. Ю.А. Арсирия и др. Киев: Мингео УССР. УкрНИГРИ, 1984. 190 с.

2. *Гавриш В.К., Петрова Є.С.* Щілинні і конусові мініграбени Дніпровсько-Донецького рифтогену та їх нафтогазоносність. Стаття 1. Загальні відомості // Геол. ж. 2004. № 1. С. 40–44.

3. *Доленко Г.Н., Варичев С.А., Высочанский И.В.* Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1981. 228 с.

Т.А. Павлова[1], А.В. Самсонов[1], А.В. Постников[2], В.А. Спиридонов[3], А.Н. Ларионов[4]

Состав и возраст Токмовского гранит-зеленокаменного блока Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: результаты предварительных исследований

Волго-Уральский сегмент раннедокембрийской коры представляет восточную часть Восточно-Европейского кратона (ВЕК). Этот обширный коровый сегмент полностью перекрыт мощным осадочным чехлом, и данные о его строении и составе базируются на геофизических данных и результатах изучения керна глубоких скважин. Согласно имеющимся данным, в составе Волго-Уральского сегмента выделяется два крупных блока, Средневолжский и Токмовский, которые различаются геологическим строением и составом [1].

Большинство данных было получено для детально изученного Средневолжского блока, который располагается в восточной части Волго-Уральского сегмента и вскрыт многочисленными глубокими разведочными и параметрическими скважинами. Комплексные исследования керна выявили сложную геологическую историю этого блока, который последовательно формировался ходе дискретных событий в архее >3.3, 3.2–3.0 и 2.7–2.6 млрд лет назад, и претерпел магматическую и тектоническую переработку в палеопротерозое на рубеже 2.1–1.9 млрд лет [1–6].

Токмовский блок, расположенный в западной части Волго-Уральского сегмента, оконтурен по геофизическим данным и вскрыт редкими глубокими скважинами [2, 5, 7, 8]. Отличительной чертой Токмовского блока в геофизических полях является его купольное строение, типичное для гранит-зеленокаменных областей. По результатам моделирования магнитного и гравитационного полей, изометричные и овальные области, имеющие однородную муаровую внутреннюю текстуру в магнитном и гравитационном поле и обладающие слабо градиентными умеренными по интенсивности магнитными и плотностными характеристиками, возможно, представляют гранулито-гнейсовые

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; allafia@yandex.ru, samsonovigem@mail.ru
[2] ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия
[3] Кафедра литологии, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия; spiridonov@yandex.ru
[4] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия; Larionov@vsegei.ru

купола. Межкупольное пространства занимают разно ориентированные резко градиентные линейные аномалии, контрастные характеристики которых от «сильно магнитных тяжелых» до «легких немагнитных» интерпретируются как указание на присутствие здесь метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ, варьирующих по составу от коматиитов и базальтов до кислых вулканитов и терригенных осадков.

Возможная принадлежность Токмовского блока к гранит-зеленокаменным областям выявляется и при изучении керна скважин. Так, изученная ранее восточная часть Токмовского блока в окрестностях г. Казань сложена тоналит-гранодиорит-трондьемитовыми (ТТГ) гранитоидами, возраст которых оценивается в интервале 2.8–2.7 млрд лет [4, 7] с подчиненным количеством метавулканитов базальтового и коматиитового состава [9].

Аналогичные вещественные и возрастные характеристики пород Токмовского блока установлены нами при изучении коллекции керна скважин, вскрывших центральную и западную части Токмовского блока. Здесь выделяется три главных петрографических типа пород: амфиболиты, мелкозернистые Bt-Opx плагиогнейсы и крупнозернистые Bt-Hbl плагиогнейсы.

Мелко- и среднезернистые амфиболиты и амфибол-пироксеновые кристаллосланцы сравнительно редки. Породы имеют разнообразные геохимические характеристики и могут представлять фрагменты метаморфизованных вулканогенных толщ или небольшие по мощности интрузивные тела – дайки или силлы.

В мелкозернистых Bt-Opx плагиогнейсах Opx представлен зернами, выросшими поверх гнейсовидной текстуры биотит-кварц-полевошпатовой основной массы. Иногда встречаются разновидности с небольшим (до 10%) содержанием Grt. Возможным протолитом являются осадочные породы, метаморфизованные в условиях высоко-Т амфиболитовой или гранулитовой фации.

Крупнозернистые Bt-Hbl плагиогнейсы, имеют гетеробластовую структуру, темноцветные минералы образуют скопления. Встречаются также среднезернистые с элементами порфировидной (за счет крупных зерен Pl) структуры разновидности, что позволяет предположить вулканическое происхождение протолита (состава андезидацит).

Однако основными протолитами этих гнейсов предполагаются интрузивы тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава U–Pb SHRIMP датирование циркона показывает, что ТТГ гранитоиды образовались 2.72–2.86 млрд лет назад при участии более древнего корового источника: возраст ядер циркона составляет 3.0–3.4 млрд лет, $\varepsilon_{Nd}(T)$ до –4.0. Метаморфизм, возраст которого оценивается в интервале от 2.7 до 2.0 млрд лет, является объектом исследований.

Таким образом, полученные данные позволяют рассматривать Токмовский блок как неоархейскую ГЗО, которая, возможно, формировалась при рифтогенной переработке более древней кислой коры под воздействием мантийного плюма.

Литература

1. *Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G.* EUROPE. East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. P. 1–18.
2. *Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента. М.: Наука, 1986. 223 с.
3. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
4. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др.* Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород Большечеремшанской серии и их Sm-Nd модельный возраст // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 3–26.
5. *Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V. et al.* Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved paleoarchean crust // American Journal of Science. 2010. V. 310. P. 1345–1383.
6. *Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L. et al.* The oldest crust in the Ukrainian Shield – NeoArchean U-Pb ages and Hf-Nd constraints from enderbites and metasediments // Geological Society London. Special Publications. 2015. V. 389. P. 227–259.
7. *Постников А.В.* Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла. Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. 2002. 52 с.
8. Докембрийская геология СССР / Под ред. Рудник Д.В., Митрофанов Ф.П. Л.: Наука, 1988. 442 с.
9. *Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О.* Геология раннедокебрийских комплексов / Под ред. Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. С. 53–99.

С.А. Паланджян[1]

Новая интерпретация террейнов хребта Пекульней (крайний северо-восток Азии): магматизм границы скольжения между Чукоткой и Палео-Пацификом в титоне–валанжине

Мезо-кайнозойская история северо-западного складчатого обрамления Пацифика свидетельствует о чередовании конвергентных обстановок и границ скольжения в процессе развития тектонических ансамблей активных окраин Сибири и Аляски [2, 5, 9]. Одним из примеров позднемезозойской границы скольжения могут быть структуры хребта Пекульней (южного отрога Чукотского нагорья). Горст-антиклинорий Пекульнея представляет собой фрагмент Пекульнейско-Золотогорской складчатой системы поздних мезозоид, окаймляющей с юга крупный Чукотский террейн пассивной континентальной окраины [2]. Ядро горст-антиклинория в своей средней части включает зону контакта двух террейнов, контрастных по строению и составу пород. При террейновом анализе 90-х годов [9, и др.] *Западно-Пекульнейский террейн* (ЗПТ) был квалифицирован как островодужный (Пекульнйская дуга J_3–K_1); в его состав были включены: раннемеловой вулкано-плутонический комплекс; олистострома готерива–баррема; габброиды и амфибол-пироксеновые сланцы с Pb-Pb изотопными возрастами от 1.2 до 2.9 млрд лет; расслоенные габбро, пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро «неизвестного возраста» [9]. *Восточно-Пекульнейский террейн* (ВПТ) был определён как образование субдукционной зоны, поскольку в состав террейна, помимо фрагментов океанической коры (пекульнейвеемской свиты, PV), были включены комплексы пород, индикаторные для обстановки субдукции – базальный меланж с серпентинитовым матриксом, комплекс высокометаморфизованных ультрамафитов и мафитов.

Однако данные по составу и датировке перечисленных комплексов пород [2, 6, 7] приводят к пересмотру строения и номенклатуры пекульнейских террейнов. Большинство комплексов пород, включавшихся [9] в состав ВПТ, оказываются компонентами ЗПТ, т.е. фрагментами Пекульнейской дуги титона – раннего мела и её неопротерозойского–палеозойского фундамента. Так, матрикс тектонического меланжа образован не серпентинитовым материалом, типичным для субдукционных комплексов Корякских орогенов, а зеленокаменно изменёнными пикритоидами и базальтами толщи готеривского возраста [7, 8], формиро-

[1] Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия; sapaland@mail.ru

вавшейся во внутридуговом бассейне Пекульнейской дуги [2], т.е. в пространстве ЗПТ. Небольшие тектонические фрагменты высокобарического дунит-клинопироксенит-метагаббрового комплекса палеозойского (?) возраста (мафиты метаморфизованы на границе пермь–триас) размещены исключительно вдоль разломов, формировавших Осевую тектоническую зону ЗПТ. Тектонические пластины апогранулитовых гнейсов и амфиболитов [4] также расположены в Осевой зоне ЗПТ, они датируются мезо-неопротерозоем. Плагиограниты, считавшиеся раннемеловыми интрузиями в породах ВПТ, датируются пермью–триасом [6] и вместе с вмещающей толщей островодужных вулканитов (PZ_3–T ?) принадлежат комплексам фундамента Пекульнейской дуги.

Таким образом, ЗПТ представляется как супрасубдукционный ансамбль на окраине Чукотки – *террейн энсиалической дуги* J_3–K_1 и её древнего фундамента, включающего фрагменты Палео-Пекульнейской дуги PZ_3–T и неопротерозойских образований Чукотского микроконтинента. В противоположность этому, в строении ВПТ главную роль играют тектонические пластины океанической коры байоса–киммериджа и титона (?)–валанжина – породы комплекса слоистых даек и PV, несогласно перекрытые терригенными толщами неоавтохтона [2]. В составе ВПТ нет офиолитов и пород с супрасубдукционными геохимическими характеристиками, и поэтому ВПТ должен быть определён как *террейн океанической коры*.

Аллохтонное залегание тектонических пластин PV на образованиях ЗПТ было установлено уже в 70-е годы Г.Е. Некрасовым [3]. Поскольку комплексы пород Западного террейна также образуют пакеты аллохтонных пластин различной вергентности, представления о чётко ограниченных автохтонном и аллохтонном тектонических комплексах потеряли свою актуальность; тем не менее очевиден факт надвигания пластин PV (т.е. ВПТ) на восточный край ЗПТ. Более сложным оказалось решение задачи определения палеотектонической обстановки сочленения контрастных по происхождению террейнов; были предложены как минимум три гипотезы:1) шарьирование на окраинно-континентальную дугу коры рифтогенного эпиконтинентального малого океанического бассейна [3, 5]; 2) шарьирование на островную дугу коры задугового бассейна в форме лежачей складки [7]; 3) формирование субдукционной зоны и аккреционного клина островной дуги на границе с «родоначальным» (ancestral) океаном (Палео-Пацификом) [2, 9].

Для решения указанной задачи первоочередное значение имеют данные по строению и возрасту пород пекульнейвеемской свиты. Анализ опубликованных материалов [2, 7, 8], а также данных А.А. Мануйлова, В.Е. Стерлиговой и наших полевых исследований 1986 и 2006 гг., позволяет разделить ПВС на два комплекса, различающихся по возрас-

ту, особенностям состава пород и по геодинамической обстановке (ГДО) формирования. *Комплекс PV-1*, детально изученный О.Л. Морозовым в пределах морфоструктуры горы Острозубой [2], включает толщу параллельных (sheeted) даек и мощную (до 800 м) толщу подушечных лав базальтов, перекрытых пачкой «нижнего горизонта» океанических кремнистых и глинисто-кремнистых осадков, датированных радиоляриями бата–киммериджа. Эти глубоководные кремнисто-глинистые отложения совершенно лишены примеси терригенных и туфогенных компонентов [2]. Новые геохимические данные показывают, что базальты PV-1 по содержаниям LREE относятся к типичным N-MORB [$(La/Sm)_N < 1.00$] с умеренными величинами магнезиальности (mg# = 0.46–0.58) и несколько повышенными содержаниями TiO_2 (2–3%). На диаграмме Дж. Пирса Th/Yb – Nb/Yb анализы базальтов PV-1 целиком проектируются в пределах составов MORB – OIB, что свидетельствует об отсутствии какого-либо проявления контаминации базальтовой магмы. *Комплекс PV-2,* тектонические пластины которого перемежаются с пластинами PV-1 южнее (разрезы по горе Центральной, ручью Утро), также сложен подушечными лавами толеитовых базальтов, отличающихся несколько пониженными содержаниями TiO_2 (< 1.6 %) и повышенными величинами mg#; в толще базальтовых потоков местами появляются подушечные лавы пикро-базальтов и пикритов, в верхней части комплекса развиты слои и пропластки туфогенных, терригенных и карбонатных отложений с остатками бухий валанжинского возраста [7, 8, и данные В.Е. Стерлиговой]. К комплексу PV-2 следует отнести и деформированные, тектонически расчленённые фрагменты кремнистых аргиллитов, датированные позднеюрским– раннемеловым комплексом радиолярий [2]; они, в отличие от байос-киммериджских кремнисто-глинистых отложений «нижнего горизонта», содержат заметную примесь терригенного материала. Эти данные позволяют рассматривать комплекс PV-1 как фрагмент океанической коры Палео-Пацифика, магматические породы которой формировались не позже байоса в центре быстрого спрединга (как это предполагалось О.Л. Морозовым [2] для всего разреза PV). Кремнисто-глинистые отложения накапливались в процессе перемещения данного участка океанической плиты к окраине Чукотского субконтинента от байоса до киммериджа включительно. Комплекс PV-2 формировался уже вблизи источников сноса терригенного материала [2] в течение титона (?) – валанжина.

Реконструкция ГДО образования пекульнейского участка границы Палео-Пацифики с Чукотским микроконтинентом должна учитывать то обстоятельство, что в интервале времени $J_3t–K_1v$ в указанном пространстве синхронно действовали процессы как субдукции (формирование Пекульнейской дуги и задугового бассейна Ворон), так и продолжения

генерации океанической коры, с изменением обстановки её образования (смена N-MORB комплексов PV-1 базальт-пикритовыми и туфогенными толщами PV-2). Примитивный состав лав с развитием низкокалиевых пикритоидов «островодужного» типа, появление терригенных компонентов в тонкообломочных отложениях позволяют предполагать формирование толщ PV-2 в структуре растяжения, приуроченной к границе скольжения между океанической плитой и Пекульнейско-Золотогорской окраиной. Предполагаемая граница включала «текучий» (leaky) трансформный разлом [1, 10] и центр медленного спрединга, генерировавший мафиты PV-2, а также зону субдукции молодой океанической коры PV-2 и образования в J_3–K_1v комплексов Пекульнейской дуги и задугового бассейна. Гипотеза о трансформной природе границы плит позволяет также объяснить механизм последующего раскола Пекульнейской дуги в готериве [2] и формирование пулл-апартного бассейна с мощным базальт-пикритовым магматизмом.

Литература

1. *Кохан А.В., Дубинин Е.П., Курбатова Е.С.* Проявления ультрамедленного спрединга в трансформных сдвиго-раздвиговых зонах // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2016. Вып. 30. № 2. С. 16–28.

2. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с.

3. *Некрасов Г.Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1433–1436.

4. *Некрасов Г.Е.* Комплексы зоны раздела кора-мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. С. 237–267.

5. *Некрасов Г.Е.* Трансформно-сдвиговая (альтернативная коллизионной) модель тектоники Верхоянско-Чукотских мезозоид // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2017. С. 33–36.

6. *Паланджян С.А., Хаясака Я.* Новые данные по раннемезозойскому магматизму Пекульнейско-Золотогорской островодужной системы (крайний Северо-Восток Азии): SHRIMP U-Pb датирование цирконов из плагиогранитов хребта Пекульней // ДАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 80–84.

7. *Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д.* Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 31–39.

8. *Чехов А.Д., Лаврова Л.Д., Паланджян С.А., Петров А.Н.* О тектоническом строении хребта Пекульней // Колыма. 1982. № 3-4. С. 57–61.

9. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Circum-North Pacific Tectono-Stratigraphic Terrane Map. Geol. Survey Open-File Report 94-714. 1994. 210 p.

10. Strike-slip and oblique-slip tectonics (e-book) / ETH, Zürich, 2016. http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/5wrench.pdf

Т.Н. Палечек[1]

Тектоностратиграфия мезозойских образований Корякского нагорья

В пределах Корякского нагорья широко распространены вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Они входят в состав покровно-складчатых структур, сформированных в результате аккреционных процессов, проявленных вдоль Азиатского континента. Нередко приходится наблюдать в тектоностратиграфических разрезах смешение фрагментов с породами различного возраста, генезиса и различных климатических обстановок накопления. С помощью радиоляриевого анализа удалось провести биостратиграфическое расчленение прежде почти "немых" морских кремнисто-вулканогенных отложений мезозоя, доказать широкое распространение в пределах Северо-Востока Азии выделенных стратиграфических подразделений, а также в большинстве случаев провести палеореконструкции [2, 3, 7, 10].

Благодаря проведению за последние два десятилетия тематических разномасштабных работ на Северо-Востоке России был изучен ряд ключевых участков в северо-западной (р-н Усть-Бельских и Алганских гор), юго-западной (Пенжинский хребет, Прибрежный пояс Тайгоноса) и южной частях (Олюторская зона) Корякского нагорья. В результате исследований в Корякском нагорье был выделен ряд тектоностратиграфических комплексов, установлен их возраст, сделаны выводы об условиях осадконакопления, для большинства комплексов проведена реконструкция первичных взаимоотношений.

В северо-западной части Корякского нагорья в р-не Усть-Бельских и Алганских гор описаны новые кимеридж-титонская, берриасская и кампанская ассоциации радиолярий [4, 9–11]. Установлено, что кремнистые горизонты различных стратиграфических уровней были образо-

[1] Геологический Институт РАН, Москва, Россия; tpalechek@yandex.ru

ваны в разнообразных палеоклиматических зонах. Кимеридж-титонские кремни были накоплены в северо- и южно-бореальной провинциях; титон-берриасские – в южно-бореальной и северо-тетической. Изучение таксономического состава радиоляриевых ассоциаций кимериджа, титона и берриаса Усть-Бельских гор показало, что наибольшее сходство наблюдается с ассоциациями, описанными В.Кисслингом из Антарктики [17], некоторые черты сходства также есть и при сравнении с одновозрастными ассоциациями Северной Америки [16, 18] и Японии [14]. В юго-западной части на п-ове Тайгонос в р-не мыса Поворотного были изучены среднеюрская (байос-келловейская), средне-позднеюрская (келловей-оксфордская) и позднеюрская (кимеридж-титонская) радиоляриевые ассоциации [8]. В южной части Корякского нагорья (Олюторская зона) обнаружена самая древняя среднетриасовая (анизий–ладиний) в Олюторской зоне (в р-не лаг.Амаян) радиоляриевая ассоциация, установлены новые коньяк-раннекампанская и кампан-маастрихтская радиоляриевые ассоциации [1, 5, 6, 12, 13].

Появление в последние годы новых данных по Алганскому террейну (2013–2018 гг.), а ранее по Олюторскому (1997–2000 гг.) позволило провести сравнительный анализ и выявить особенности распределения радиоляриевой микрофауны в позднемеловое время на территории Корякского нагорья.

Анализ выделенных позднемеловых радиоляриевых ассоциаций из различных структурно-формационных зон Олюторского и Алганского террейнов Корякского нагорья показал существенную разницу в таксономическом составе, количественном содержании, морфологических особенностях выявленных сообществ, по которым устанавливаются различные бассейны осадконакопления со своими особенностями и геодинамическими режимами. Олюторский террейн, занимающий южную часть Корякского нагорья, практически на 100% состоит из калифорнийских видов. Алганский террейн расположен в северо-западной части Корякского нагорья и на половину (50 % и более) состоит из видов, описанных из разрезов Русской плиты и Западной Сибири и не более 50 % приходится на калифорнийские виды. По этим данным отчетливо прослеживается связь Алганского палеобассейна с Западно-Сибирским морем, вероятно, при одновременном влиянии тихоокеанских течений, с помощью которых могли проникнуть калифорнийские виды; а для Олюторского террейна – существование тесной связи с Палеопацификой в позднемеловое время. При этом, бóльшая часть таксонов, наиболее характерных для Олюторской зоны, распространены также в позднем мелу – палеоцене Новой Зеландии [15], среди них есть как космополиты, так и, вероятно, биполярные виды, к которым, скорее всего, относятся: *Stichomitra livermorensis, Theocampe altamontensis, T.*

vanderhoofi, Bathropyramis sanjoaquinensis, Praestylosphaera pusilla, P.hastata.

Для северо-западной части Корякского нагорья было впервые выделено биостратиграфическое подразделение в ранге слоя с фауной с *Prunobrachium articulatum* [7]. В настоящее время уровень с *Prunobrachium articulatum* прослежен на Русской плите, Урале, Западной Сибири и Тихоокеанской окраине. Для Олюторской зоны намечено несколько уровней: граница сантона–кампана – последнее появление *Orbiculiforma quadrata*; в нижнем кампане – присутствие/обилие *Dictyomitra densicostata*; верхний кампан – появление *Phaseliforma carinata, Stichomitra livermorensis,* в верхнем кампане –маастрихте – обилие *Phaseliforma carinata, Stichomitra livermorensis*, *Archaeodictyomitra regina*, появление *Clathrocyclas hyronia*. Рассмотрена корреляция выделенных биостратонов в Корякском нагорье со смежными территориями в Тихоокеанском регионе.

Работа выполнена по теме лаборатории госзадания ГИН РАН (№ гос. регистрации АААА-А18-118021690155-7) и частично гранта РФФИ мол_а_вед № 18-35-20037.

Литература

1. *Аулов Б.Н., Иваненко Г.В., Поташева М.Н. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании м-ба 1 : 500 000 на площади листов Т-54-В, Г; Т-55-В; Т-56-В, Г; Т-57-В, Г; S-53-А, Б, В, Г; S-54-А, Б, В, Г; S-55-А, Б; S-56-А, Б. 1991.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1: 1000 000. Серия Лаптево-Сибироморская. Листы S-54 – о. Столбовой, S-54 – Ляховский о-ва. Объяснительная записка. Составители: Бургуто А.Г., Дорофеев В.К., Рекант П.В., Шкарубо С.И. и др. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 300 с. + 9 вкл.

3. Государственная геологическая карта ССС м-ба 1:200000. Серия Новосибирские о-ва. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVII; S-54-XXIII, XXIV; S-54-XXVII, XXVIII; S-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Составители: А.И. Самусин, К.Н. Белоусов / Ред. А.М. Иванова. М.: ВСЕГЕИ, 1982. 130 с.

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

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

6. *Соколов С.Д*. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

7. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

8. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана / Ред. М.С. Марков, Ю.М. Пущаровский, С.М. Тильман, В.С. Федоровский, Н.А. Шило. М.: Наука, 1980. 285 с.

9. *Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B*. Element transport form slab volcanic front at the Mariana arc // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. N. B7. P. 14991–15019.

10. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

А.М. Петрищевский[1], Л.А. Изосов[2], Т.А. Емельянова[2]

Реология и геометрия плюмов в литосферно-астеносферном диапазоне: результаты новых экспериментов

Плюмы, или мантийные струи, берущие начало от границы ядра, широко распространены в тектоносфере Земли [4], однако, по причине сложного строения и неоднородности физических свойств магматических пород в головах плюмов (базальты, риолиты, андезиты, гранитоиды) геофизическое моделирование этих структур связано со значительными трудностями. По этой причине большинство исследователей ограничивается схематическими геометрическими моделями верхних частей плюмов.

В докладе излагаются результаты исследования реологических и геометрических параметров типичных плюмов с помощью внутренне однозначных статистических гравитационных моделей, не связанных с внешней (по отношению к гравиметрической) геолого-геофизической информацией [1]. Носителем информации о реологии и строении земной коры и верхней мантии является плотностная контрастность среды (μ_z-параметр) между центрами плотностных неоднородностей (Z_0) и поверхностями (Нс), на которые выметаются, по Пуанкаре, источники гравитационных аномалий, заключенные в нижележащем слое.

[1] Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия; petris2010@ mail.ru

[2] Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; donkifa@mail.ru, emelyanova@poi.dvo.ru

Йеллоустонский плюм расположен на северо-западе Соединенных штатов Америки (рис. 1а) на месте широкого поля вулканитов и его существование обосновывается сейсмическими, термометрическими и петрологическими данными [6]. По полученным данным, астеносфера, диагностируемая по минимуму плотностной контрастности (рис. 1 б), приближается к поверхности Земли под центральной частью плюма и его северо-восточным ответвлением до глубины 70 км, а в срезе на глубине 60 км (рис. 1 а) проявлена отчетливая связь плюма с рифтовой зоной Северной Невады. В вертикальном разрезе (рис. 1 в) астеносферная часть головы плюма имеет типичную для этого типа структур грибовидную форму, а астеносфера в голове плюма практически сливается с подкоровым вязким слоем.

Мая-Селемджинская мегаструктура центрального типа в российском Приамурье выделена на основании анализа распределений плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии (рис. 1 г, д), коррелируемых с концентрически-зональными распределениями морфоструктур рельефа, вулканических полей и рудной минерализации [2]. Концентрические распределения плотностной контрастности в голове Мая-Селемджинского плюма – признак структуры центрального типа – начинают проявляться с глубины 10 км (рис. 1г) и характеризуются повышенными и высокими значениями этого параметра (25–50 усл. ед.) на флангах структуры относительно низких (0–10 усл. ед.) и пониженных (10–20 усл. ед.) значений в центральной зоне (рис. 1 в, г). Грибовидная форма астеносферной части Мая-Селемджинского плюма и признаки горизонтальной миграции подкоровых магм сближают его с Йеллоустонским плюмом.

Эмейшаньский плюм на юге Китая (рис. 2 б) сопровождается широким полем пермских (257–262 млн лет) базальтов на поверхности [7] и низкой скоростью сейсмических волн в интервале глубин 50−100 км в его центральной (внутренней) зоне [5]. По полученным данным, голова Эмейшаньского плюма характеризуется сложным распределением плотностной контрастности. До глубины 20 км во внутренней зоне плюма регистрируется минимум μ_z-параметра (5−15 ед.), в интервале глубин 25–60 км − максимум (рис. 1 а), а в интервале глубин 70–100 км, соответствующим астеносферному слою – минимум (рис. 1б). Астеносферная линза, маркируемая минимумом плотностной контрастности (рис. 1 в), имеет типичную для плюмов грибовидную форму, а в горизонтальном срезе на глубине 70 км астеносферное поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении, что является признаком рифтогенного растяжения литосферы на границе с Тибетским плато (Соньпан-Ганцзы блоком).

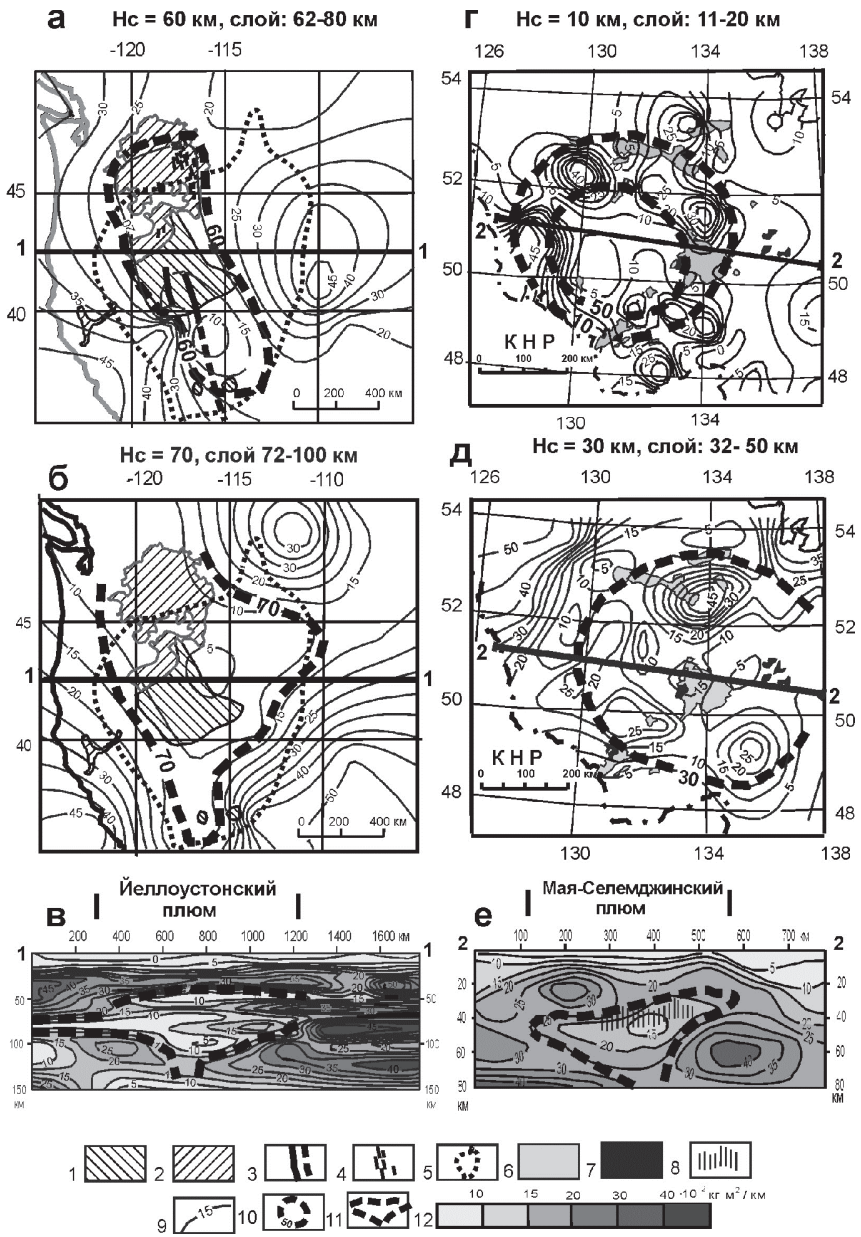


Рис. 1. Статистические гравитационные модели Йеллоустонского (а, б, в) и Мая-Селемджинского (г, д, е) плюмов: горизонтальные срезы (а, б, г, д) и вертикальные разрезы (в, е) 3D-моделей плотностной контрастности.

1-2 – риолиты (1) и базальты (2) центральной зоны Йеллоустонского плюма [6]; 3 – разломы; 4 – дайки жильных базальтов; 5 – Йеллоустонский район бассейнов и хребтов [6]; 6-7 – мел-палеогеновые вулканические покровы (6) и четвертичные базальты (7) в голове Мая-Селемджинского плюма; 8 – зона пониженной скорости сейсмических волн [2]; 9 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг / м^2 / км); 10 – контуры плюмов в горизонтальных срезах (10), цифры обозначают глубину срезов, км; 11 – контуры астеносферных частей плюмов в вертикальных разрезах; 12 – шкала раскраски разрезов. Нс – глубина поверхности конденсации (выметания) источников слоя

Охотоморский плюм в Охотском море выделен на основании совмещения концентрически зональных аномалий теплового потока и плотностной контрастности (рис. 2 г, д). Астеноферная часть плюма имеет вид грибообразной линзы с двумя субширотными ответвлениями (рис. 2 е).

Сопоставление полученных моделей показывает одинаковое строение и реологические характеристики тектоносферы в головах четырех плюмов, расположенных в разных районах планеты, что свидетельствует о единообразии тектонических процессов плюмовой природы в недрах Земли.

Литература

1. *Петрищевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.

2. *Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207–212.

3. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., 1996. С. 337.

4. *Foulger G.R.* The “plate” model for the genesis of melting anomalies // Plates, Plumes, and Planetary Processes / (Ed. Foulger G.R. and Jurdy D.M.). Geological Soc. America. 2007. Special pap. 430. P. 1–25.

5. *He C., Santosh M.* Mantle roots of the Emeishan plume: an evaluation based on teleseismic P-wave tomography // Solid Earth. 2017. Vol. 8. P. 1141–1151.

6. *Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A. et al.* Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // Chemical Geology. 2007. Vol. 241. P. 282–318.

7. *Xu Y.G., He B., Chung S.L., Menzies M.A., Frey F.A.* Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province // Geology. 2004. Vol. 32. No. 10. P. 917–920.

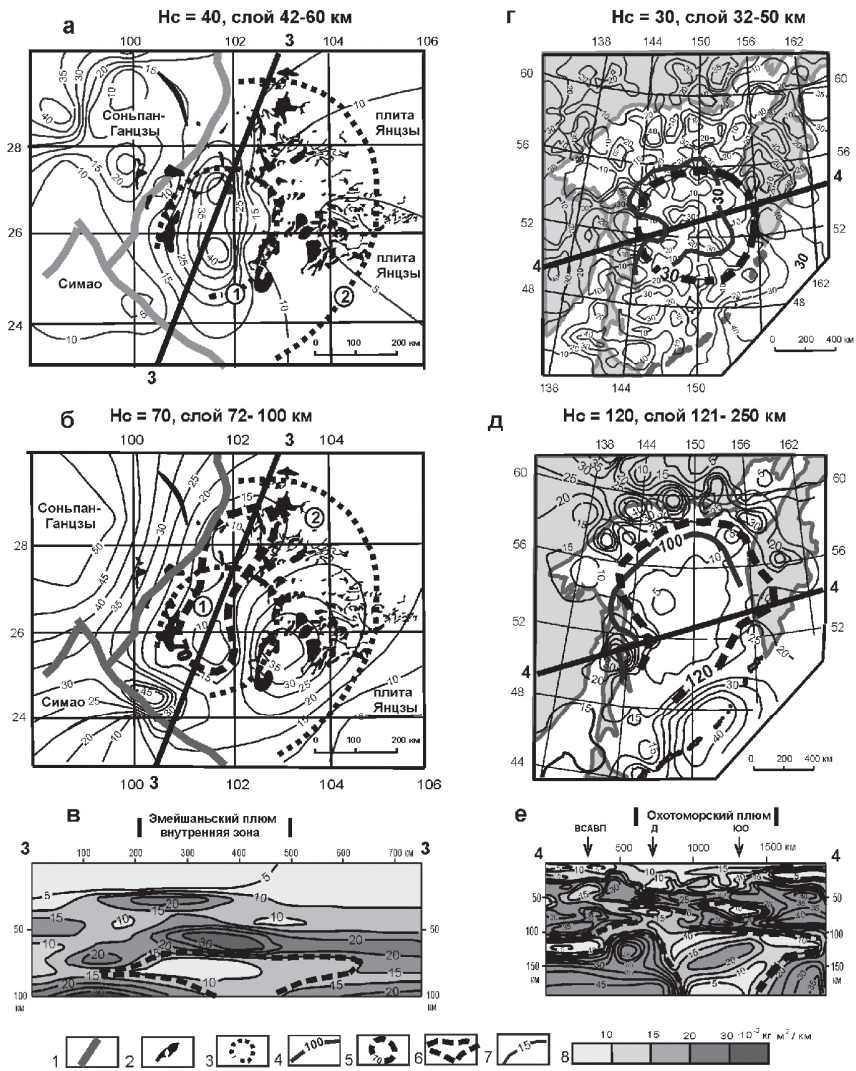


Рис. 2. Статистические гравитационные модели Эмейшаньского (а, б, в) и Охотоморского (г, д, е) плюмов: горизонтальные срезы (а, б, г, д) и вертикальные разрезы (в, е) 3D-моделей плотностной контрастности.

1 – региональные разломы на западных границах Эмейшаньского плюма [7]; 2 – эмейшаньские базальты; 3 − границы внутренней (1) и промежуточной (2) зон Эмейшаньского плюма [7]; 4 – изопахиты температуры 1200°С в голове Охотоморского плюма, км [3]; 5 – контуры плюмов в горизонтальных срезах, цифры обозначают глубину срезов, км; 6 – контуры астеносферных частей плюмов в вертикальных разрезах; 7 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг / м ^{2} / км); 8 – шкала раскраски разрезов. Нс – глубина поверхности конденсации (выметания) источников слоя

Г.А. Петров[1,2], Г.Н. Бороздина[2], Н.И. Тристан[2]

Среднедевонский внутридуговый рифтогенез в Тагильской палеоостроводужной системе на Северном Урале

В геологической истории Тагильской палеоостроводужной системы, комплексы которой протягиваются вдоль восточного склона Уральских гор на 800 км, выделяются два этапа – позднеордовикско-раннедевонский и девонский [6]. Геологические образования первого этапа исследовались многими авторами [2, 9 и др.], последовательность геологических формаций в них соответствует эволюции от обстановки предостроводужного спрединга до развитой островной дуги. Девонские вулканогенно-осадочные толщи Тагильской мегазоны менее изучены; они распространены, главным образом, на Северном Урале. Геохимические особенности девонских вулканитов в районе г. Краснотурьинск, позволили некоторым авторам сопоставить их с породами активных континентальных окраин Андийского типа [8]. Наши исследования показали, что на общем фоне конвергентной обстановки, в позднеэйфельско-раннеживетское время в северной части Тагильской палеоостроводужной системы проявился процесс внутридугового рифтогенеза, выразившийся в формировании грабеновых структур, в своеобразном магматизме и седиментогенезе.

Как было установлено еще в 40-е годы XX века в Североуральском районе [5], девонские осадочные и магматические образования северной части Тагильской структуры формировались в пределах двух фациальных зон – западной Петропавловской и восточной Турьинской. Для первой из них характерны почти исключительно карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, вмещающие месторождения бокситов, в составе Турьинской зоны присутствует значительное количество вулканогенных образований. Граница между указанными фациальными зонами проходит по региональной системе Туринских надвигов. В целом, установленная А.В. Пейве фациальная зональность достаточно хорошо подтверждается последующими полевыми наблюдениями, но в некоторых районах наблюдаются фрагменты переходных разрезов, что привело к выделению большого количества структурно-фациальных подзон [1].

Проведенное нами исследование геологического строения восточной части Тагильской мегазоны в Ивдельской районе Свердловской области

[1] Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; Georg_Petrov@mail.ru
[2] ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, Россия; borozdina.gn@yandex.ru, tristan_nina@mail.ru

(Северный Урал), позволяет предположить, что в раннем девоне здесь существовали следующие палеообстановки (с запада на восток): восточный (в современных координатах) шельф потухшей силурийской дуги, в пределах которого располагалась обширная карбонатная платформа [7], преддуговый прогиб с преимущественно терригенной и вулкано-терригенной седиментацией, островная дуга, характеризовавшаяся пестротой фациальных обстановок и большим количеством известково-щелочных вулканитов. Конец эйфельского и начало живетского веков (высотинский горизонт) знаменуется перестройкой структурного плана и характера магматизма. Высотинская свита, имеющая довольно широкое распространение, обладает различным составом в разных частях Ивдельской площади. В западной части территории свита представлена известняками, наращивающими карбонатный чехол шельфа цепочки островов, возникшей после прекращения магматизма силурийской островной дуги. Карбонатная платформа разорвана Северотошемско-Тальтийским грабеном, выполненным тонкотерригенными породами (алевролитами, глинистыми сланцами, вулканотерригенными песчаниками с прослоями кремней и известняков, редкими линзами гравелитов и конгломератов), пронизанными силлами и дайками долеритов. Система подобных структур наблюдается и восточнее; в них наряду с известняками, алевролитами и кремнями, большую роль играют потоки базальтов и их вулканокластические шлейфы, а также многочисленные силлы и дайки долеритов и габбродолеритов ивдельского комплекса.

Возраст пород высотинской свиты обоснован многочисленными находками микрофауны в кремнях, переслаивающихся с алевролитами и базальтами. Авторами обнаружены остатки конодонтов *Polygnathus* cf. *ansatus* Ziegler et Klapper, *P.* aff. *varcus* Stauffer, *P.* aff. *angusticostatus* Wittekindt, *P.* aff. *parawebby* Chatterton, что позволяет отнести вмещающие их образования к живетскому ярусу среднего девона, зона Polygnathus varcus.

Вулканиты высотинской свиты представлены нормально- и умеренно-щелочными базальтами, реже андезибазальтами. Это высокотитанистые (TiO_2 1.89–2.74%, в среднем 2.27%), низко- и умеренномагнезиальные, низкокалиевые породы натриевой серии. Среднее содержание редких земель (РЗЭ) в базальтах составляет 60.9 г/т (от 40.83 до 80.88 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 1.9 (1.65–2.23), Eu/Eu* = 0.3 (0.31–0.38). Среди всех девонских вулканитов Ивдельского района, породы высотинской свиты отличаются наименьшей степенью дифференциации (в том числе РЗЭ) и высокими содержаниями титана. На дискриминационных диаграммах точки составов высотинских базальтов чаще всего попадают в поля океанических пород. На спайдер-диаграммах распределение содержаний химических элементов достаточно своеобразны. Нормирование

РЗЭ к хондриту показывает сходство вулканитов высотинской свиты с океаническими базальтами, но по другим петрологически информативным элементам выявляются и существенные отличия от пород СОХ, в частности, более низкие содержания Ta и Nb. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки составов пород высотинской свиты попадают в поле вулканитов островных дуг. Пространственно ассоциирующие с высотинскими базальтами, породы ивдельского интрузивного комплекса, по геохимическим особенностям делятся на две группы – первую, включающую долериты, габбродолериты и базальты, и вторую, объединяющую диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Магматические образования ивдельского комплекса – это высокотитанистые базиты (TiO_2 1.39–2.99%, в среднем 2.35%), низко- и умеренномагнезиальные, низко- и умереннокалиевые породы натриевой серии, образующие ряд составов от базальтов до дацитов в поле пород нормальной щелочности. Среднее содержание РЗЭ в базальтах, долеритах и габбродолеритах составляет 53.51 г/т (от 31.88 до 71.95 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.00 (1.70–2.21), Eu/Eu* = 0.36 (0.34–0.39). В диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах содержание РЗЭ составляет 115.87 г/т (от 86.12 до 134.43 г/т), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.23 (2.10–2.37), Eu/Eu* = 0.31 (0.28–0.35). На дискриминационных диаграммах точки составов пород ивдельского комплекса чаще всего попадают в поля океанических пород. Графики на спайдер-диаграммах указывают на идентичность долеритов с вулканитами высотинской свиты D_2. Нормирование содержаний РЗЭ к хондриту позволяет предположить сходство с океаническими базальтами; графики для умеренно-кислых пород также имеют плоскую (субхондритовую) форму при более высоких содержаниях РЗЭ. Так же, как и в высотинских вулканитах, по другим петрологически информативным элементам наблюдаются существенные отличия от пород СОХ, в частности, более низкие содержания Ta и Nb и более высокие – Ti. Графики для умеренно-кислых интрузивных образований подобны таковым для базитов, при более высоком содержании большинства элементов, за исключением Ti. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки составов пород ивдельского комплекса попадают в поля вулканитов островных дуг.

Таким образом, геохимические параметры вулканитов высотинской свиты и пород ивдельского комплекса позволяют считать их сопоставимыми с магматическими образованиями островных дуг и дивергентных океанических обстановок. Подобная «двойственность» геохимических параметров характерна для структур растяжения в пределах активных континентальных окраин и островных дуг, когда предполагается разрыв погружающейся плиты и поступление мантийных (плюмовых) расплавов в образовавшееся «окно» [3, 4 и др.]. В ряде случаев, при этом происходит выплавление расплавов как из деплетированного

вещества надсубдукционного мантийного клина, так и поступление «обогащенного» вещества из мантийного диапира. Возможно, формирование грабеновых структур происходило в обстановке скольжения (сдвиговой).

В породах высотинской свиты локализованы скарново-магнетитовые месторождения Первого Северного рудного узла, пространственно ассоциирующие с габбродолеритами ивдельского комплекса.

Исследования частично выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. Бокситоносные комплексы Урала. Л.: Недра, 1987. 229 с.
2. *Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 152 с.
3. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
4. *Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
5. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геологического строения СССР (Новая серия). 1947. Вып. 4. 203 с.
6. *Пучков. В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, 2000. 145 с.
7. *Чувашов Б.И., Шуйский В.П.* Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса, Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палео-тектоническое значение // Литосфера. 2003. № 2. С. 3–26.
8. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В*. Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
9. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

А.В. Пилицына, А.А. Третьяков[1]

Новые данные о возрасте метаморфизма высокобарических гранулитов Жельтавского террейна (Южный Казахстан)

Среди палеозойских покровно-складчатых сооружений западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, включающей в себя Казахстан, Тянь-Шань и северо-западную часть Китая, выделяются докембрийские террейны, в строении которых принимают участие главным образом протерозойские в различной степени метаморфизованные магматические и осадочные породы (комплексы фундамента), перекрытые слабометаморфизованными эдиакарско-кембрийскими осадочными комплексами чехла [3]. Во многих случаях среди метаморфических образований докембрийских террейнов присутствуют высоко- и ультравысокобарические породы, сформированные за счет протолитов различного генезиса и представленные эклогитами, гранатовыми пироксенитами, гранатовыми и шпинелевыми перидотитами, а также вмещающими их гранат-кианитовыми гнейсами и сланцами с реликтами кианита, фенгита, мезопертита, ± коэсита или микроалмаза.

В структуре небольшого (30 × 150 км) Жельтавского террейна, расположенного в Южном Казахстане, выделяются Анрахайский, Жингельдинский и Бурлинский блоки, сложенные различными метаморфическими породами и отделенные друг от друга ордовикскими и девонскими вулканогенно-осадочными породами. Метаморфические образования изученного Анрахайского блока подразделяются на два комплекса: амфиболит-гнейсовый анрахайский комплекс, сложенный преимущественно мусковит-биотитовыми или мусковит-хлоритовыми ортогнейсами, амфибол-биотитовыми ортогнейсами и амфиболитами (± гранат), и эклогит-сланцевый кояндинский комплекс, состоящий из гранат-слюдяных сланцев, вмещающих тела эклогитов, гранатовых пироксенитов, гранатовых и эпидотовых амфиболитов. В подчиненном количестве среди пород комплекса присутствуют мусковит-хлоритовые сланцы, мраморы, кварциты (метаморфизованные кремни) и безгранатовые амфиболиты низких ступеней метаморфизма. Все образования Анрахайского блока перекрываются нижнеордовикскими и средне-верхнеордовикскими терригенными и карбонатными толщами [1].

Для ортогнейсов анрахайского комплекса были получены $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ оценки возраста 779 ± 10 млн лет и 1841 ± 6 млн лет, кото-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

рые интерпретируются как возрасты кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов мусковит-хлоритовых и амфибол-биотитовых ортогнейсов соответственно. Изучение детритовых цирконов из сланцев кояндинского комплекса в северо-западной части Анрахайского блока показало, что в источнике преобладали цирконы с возрастами ~ 1 млрд лет, а время накопления дометаморфического терригенного протолита сланцев соответствует эдиакарию–кембрию [7]. При этом проведенные ранее геохронологические и минералого-петрологические исследования метаморфических пород кояндинского комплекса позволили установить принадлежность гранат-слюдяных сланцев к группе высокобарических образований (гранулитов высоких давлений), которые подверглись регрессивным изменениям в условиях более низких ступеней на фоне эксгумации, и оценить возраст проявления высокобарического метаморфизма сланцев и гранатовых пироксенитов, соответствующий границе кембрия–ордовика (~ 490 млн лет) [2, 7]. Таким образом, до раннепалеозойского метаморфизма в строении Жельтавского террейна участвовали комплексы фундамента, сложенного палео- и неопротерозойскими гранитоидами (протолиты ортогнейсов анрахайского комплекса), которые перекрывались эдиакарско-кембрийским терригенным чехлом (протолиты метапелитов кояндинского комплекса). В раннем кембрии фрагменты коры террейна были вовлечены в субдукционные процессы, которые привели к образованию гранат-кианитовых парагнейсов, эклогитов, гранатовых пироксенитов, а в раннем ордовике метаморфические комплексы были выведены с различных уровней с последующим формированием пакета тектонических пластин. В то же время, участие в раннепалеозойских субдукционных процессах наиболее распространенных протерозойских комплексов фундамента (ортогнейсов анрахайского комплекса) оставалось дискуссионным в отсутствие каких-либо данных.

Проведенные в 2018 году исследования метаморфических образований в юго-восточной части Анрахайского блока позволили выделить интенсивно рассланцованные кварц-полевошпатовые гнейсы, содержащие тела эклогитов, гранатитов и шпинелевых перидотитов. Выделенные гнейсы характеризуются полосчатым строением, где более меланократовые гранатовые разности содержат согласные и субсогласные осям рассланцевания жилы и инъекции гранитоидов мощностью до 1 метра. Меланократовые гнейсы помимо граната, полевых шпатов и кварца содержат реликты кианита и фенгита, указывающие на формирование пород в высокобарических условиях [5], а также относительно невысокое количество слюд (с преобладанием биотита над мусковитом), образованных, по-видимому, на регрессивных этапах метаморфизма за счет реакции граната и КПШ. Лейкократовые жилы характе-

ризуются ассоциацией слабо ориентированных кристаллов кварца, кислого плагиоклаза и КПШ в приблизительно равных пропорциях. В породах практически отсутствуют слюды, за исключением реликтов фенгита ($Si_{ф.к.}$ = 3.2). По соотношению нормативных Ab-An-Or породы соответствуют гранитам и характеризуются умеренной глиноземистостью (ASI–1.04) [4]. Структурная близость двух разностей пород и особенности минеральных составов предполагают их принадлежность к единому комплексу высокобарических гранулитов в составе неосомы, подразумевая плавление исходного субстрата салического состава с последующим формированием гранат-кианит полевошпатовых гнейсов (меланосома) и гранитоидов (лейкосома), в то время как реликты палеосомы, вероятно, не сохранились.

Из гранитоидов лейкосомы были выделены цирконы, которые характеризуются хорошо выраженной магматической зональностью в центральной части (Th/U = 0.49–0.64) и во многих случаях имеют обогащенную ураном кайму (Th/U = 0.008–0.069). Для 6 конкордантных значений из ядерных частей цирконов была получена средняя $^{206}Pb/^{238}U$ оценка возраста 755.3 ± 5.4 млн. лет (СКВО = 0.86); для одного из ядер циркона была получена неоархейская ($^{207}Pb/^{206}Pb$ = 2556 млн лет; Th/U = 4.2) оценка возраста. При этом формирование кайм цирконов соответствуют раннему палеозою ($^{206}Pb/^{238}U$ = 483.4 ±2.8 млн лет; СКВО = 1.14). Более того, среди цирконов из гранитоидов лейкосомы также присутствуют отдельные зональные зерна с высоким содержанием урана (Th/U = 0.009–0.012), для которых получена оценка возраста *ca.* 489 млн лет, соответствующая границе кембрия–ордовика. Таким образом, раннепалеозойские оценки возраста (483–489 млн лет), полученные как для кайм, так и для некоторых отдельных зерен цирконов, очевидно отражают время формирования гранитоидного расплава лейкосомы, связанного с плавлением в условиях высоких ступеней метаморфизма. На это указывают как низкие отношения Th/U < 0.1 [8], так и близкие значения с полученными ранее оценками возраста проявления высокобарического метаморфизма в метапелитах (486 ± 11 млн лет) и гранатовых пироксенитах (490 ± 3 млн лет) Анрахайского блока. В то же время, наличие возрастного кластера 755.3 ± 5.4 млн лет, полученного для ядер цирконов лейкосомы, предполагает участие неопротерозойских (тонийских) *магматических* комплексов в формировании высокобарических гранулитов. Породы этого возраста широко развиты в пределах анрахайского комплекса и представлены мусковит-хлоритовыми (± биотит) ортогнейсами.

Об участии пород фундамента в субдукционных процессах, сопровождавшихся их высокобарическим метаморфизмом, свидетельствует и лейкократовый облик пород, а также высокие содержания SiO_2 (75–78

мас.%), что указывает на их образование в результате частичного плавления слюдистого кварц-полевошпатового субстрата. Преобладание K_2O над Na_2O (K_2O/ Na_2O = 1.5) и низкие концентрации MgO (< мас.%) и FeO_{tot} (1–2 мас.%) предполагают образование расплавов в сухих условиях [6], а умеренная глиноземистость и высокие отношения Rb/Sr, Ba/Sr в породах свидетельствует о том, что плавление контролировалось присутствием в источнике слюд. В свою очередь, отсутствие выраженной деплетированности ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ ($(La/Yb)_n$ = 4.4) и высокое Lu/Tb (0.94) могут указывать на дегидратационное плавление мусковита (фенгита). С другой стороны, высокое модальное содержание граната и заметные содержания слюды в меланосоме, представленной гранат-кианитовыми гнейсами, подразумевает вовлечение биотита в процессы плавления, и, как следствие, иное распределение рассеянных элементов в образованной выплавке. Исходя из этого, более детальные геохронологические и петролого-геохимические исследования меланократовых разностей и сопоставление с имеющимися данными по лейкократовым комплексам будут также проведены в дальнейшем.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-35-00199 мол-а.

Литература

1. *Толмачева Т.Ю*. Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 263 с.

2. *Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A. et al*. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 805–820.

3. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V*. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

4. *Frost C.D., Frost B*. On ferroan (A-type) granites: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 39–53.

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

6. *Patiño Douce A.E., Harris N.* Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // Journal of petrology. 1998. V. 39. N 4. P. 689–710.

7. *Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): P-T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // Lithos. 2019. V. 324–325. P. 115–140.

8. *Rubatto D*. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123–138.

А.В. Плюснин, М.И. Гёкче[1]

Первые данные об обнаружении импактной структуры на поверхности фундамента юга Сибирской платформы (кратер Непский-1)

Ударное кратерообразование – один из важнейших факторов формирования поверхности Земли и планет земной группы. В то же время геологическая активность земной коры, атмосферы и гидросферы определяет высокую скорость уничтожения следов метеоритной бомбардировки, в результате которой на поверхности сохранилась только небольшая часть импактных структур преимущественно мезо-кайнозойского возраста [2].

Обнаружение и изучение таких структур более позднего возраста, скрытых под многометровой толщей осадочного чехла, носит спорадический характер и не представляется возможным без использования площадной геофизической сьемки. Исследование импактных кратеров может пролить свет на космические события, происходящие в прошлые геологические эпохи. Осадки, заполняющие кратер, создают особый тип разреза с увеличенной мощностью по сравнению с таковыми за пределами кратера. Нередко к кратерам приурочены нефтематеринские породы, поэтому их обнаружение и изучение необходимо проводить при изучении нефтегазоносности осадочных бассейнов и проведении геологоразведочных работ [1, 2, 4, 6, 7].

В 2013 г. при проведении площадных сейсмических работ МОГТ 2D, а затем в 2014 г. и МОГТ 3D на одном из лицензионных участков находящимся в долине реки Нижняя Тунгуска, на расстоянии 75 км северо-западнее от города Киренск Иркутской области обнаружена чашеобразная структура, позднее диагностированная авторами как импактной кратер. Кратеру присвоено имя Непский-1.

Тектонически район приурочен к югу Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) Сибирской платформы. Фундамент архей-раннепротеро-

[1] ООО ИНК, Иркутск, Россия; plysnin_AV@irkutskoil.ru, gyokche_mi@irkutskoil.ru

зойского возраста имеет гранитогнейсовый состав, со стратиграфическим перерывом перекрывается терригенным комплексом непского горизонта раннего венда (рис. 1). Абсолютный возраст фундамента по K-Ar методу изученный в керне одной из скважин НБА составил 1616 млн лет. Время начало накопления пород непского горизонта оценивается в 583 млн лет. Таким образом кратер мог образоваться в промежутке от 1.61 до 0.583 млрд лет. В результате столкновения с космическим телом [3].

Кратер имеет чашеобразную форму диаметром 6 км и глубиной 265 м. Высота цокольного и насыпного вала по юго-восточной стороне составляет 80 м, северо-западной – 30 м (рис. 2А).

Впадина-кратер обрамляется серией разрывных нарушений, в основном, сбросового и сдвигового типов. Наиболее яркие и амплитудные разломы наблюдаются с запада, востока и юга от центра кратера, субмеридионального и субширотного простирания соответственно. (рис. 2В). С южной стороны впадина ограничена контрасным выступом, который представляет собой структуру типа горст амплитудой до 35 м. Разрывные нарушения на современных сейсмических разрезах трассируются не только в терригенной части разреза, но вверх по разрезу – по подсолевому и солевому структурным этажам. Основные разломы, вероятно, были заложены совместно с формированием кратера при одновременном воздействии неопротерозойской тектонической активизации, будучи ослабленными зонами, продолжили своё развитие и в периоды последующих геодинамических процессов активизации, происходивших на территории всей НБА.

Далее по тексту авторы приводят краткую характеристику разреза осадков, заполняющих кратер (центральный тип разреза), а также осадков, формировавшихся на подножье насыпного вала (бортовой тип разреза) изученных по результатам исследования крена.

Центральный тип разреза. Керн отобран чуть выше фундамента. В основании вскрыты карбонатно-сульфатные породы со значительной грубообломочной примесью, что свидетельствует о образовании осадков в условиях озерной лагуны с привносим терригенного материала, который мог поступать с бортов кратера в результате выветривания. По мнению авторов, сульфатно-карбонатные породы образовались до формирования терригенного непского комплекса. Состав осадков, свидетельствует об накоплении осадков в условиях аридного климата, что противоречит общей концепции гумидного климата в ранненепское время [5].

На них эрозионно залегают гравийно-песчаные породы пролювиальных конусов выноса, источниками которых служили приподнятые участки северо-восточных территорий Сибирского палеоконтинента. Они формируют базальную часть нижненепской подсвиты. Выше по разрезу они перекрываются песчано-глинистыми турбидитными и гли-

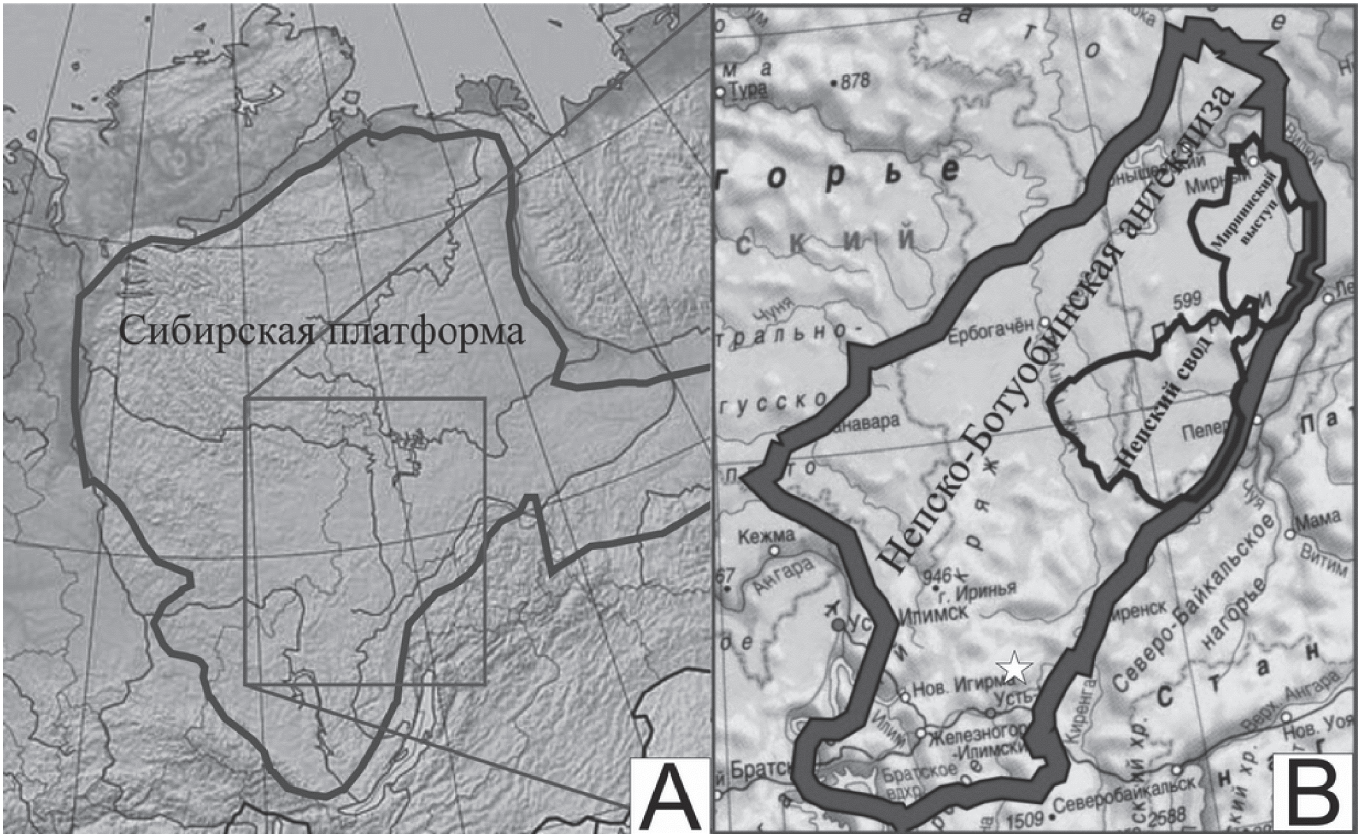


Рис. 1. Расположение района исследования. Звёздочкой отмечено местоположение импактной структуры

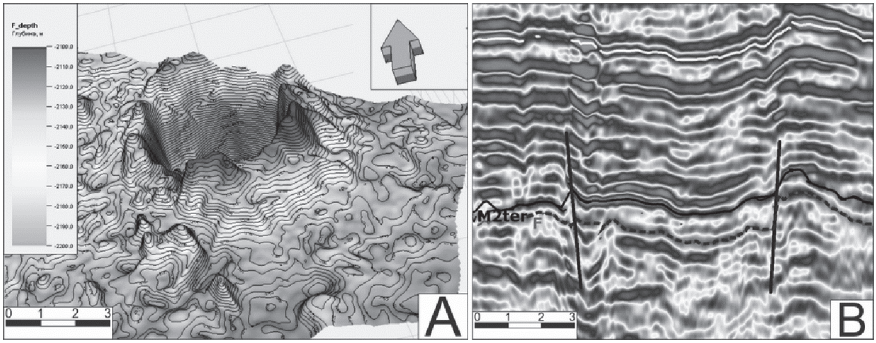


Рис. 2. Объемный вид на кратер по поверхности кристаллического фундамента (А); сейсмический разрез через кольцевую структуру (В), F – поверхность фундамента, M2ter – поверхность непского горизонта

нистыми озерными осадками. Мощность нижненепской подсвиты составляет 80 м.

Верхненепский комплекс представлен циклично построенной толщей глинисто-песчаных и песчано-глинистых дельтовых отложений. На завершающем этапе существования «кратерного» бассейна осадконакопления происходила в условиях озерной лагуны с постоянно меняющиеся соленостью, что свидетельствует об аридизации климата. Мощность отложений составляет 60 м.

По данным петрографического анализа шлифов обломочная терригенных пород представлена преимущественно кварцевыми зернами, обломками КПШ, кремнистых пород и слюд. Встречаются единичные зерна рудных минералов (оксидов титана), пирита, турмалина. Аутигенные минералы: регенерационный кварц, КПШ, пирит, кальцит, доломит, ангидрит.

Озерные условия были благоприятны для накопления органического вещества, которое присутствует в поровом, микропоровом, микротрещинном и межкристаллическом пространстве. Результаты пиролитических исследований подтверждают высокий генерационный потенциал.

Бортовой тип разреза. В типичном разрезе непского горизонта присутствуют брекчии как в виде интракластов в терригенных породах, так и в виде прослоев мощностью до 20 метров. Можно представить, что со временем в результате агрессивного воздействия окружающей среды борта картера осыпались образую конуса выноса состоящие из гранитогнейсовых обломков насыпного вала.

Таким образом авторами впервые приводятся данные о импактном кратере, обнаруженном при проведении площадных сейсмических ра-

бот МОГТ на юге Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы, что свидетельствует бомбардировке кристаллического фундамента космическими объектами в докембрии. Кратер образовался в промежутке от 1.61 до 0.583 млрд лет. Благодаря импактному воздействию образовался специфический тип разреза непского горизонта. Мощность непских отложений превышена в 4 раза, в отличии от таковых за его пределами. Равномерное поступление осадочного материала, наличие относительно спокойных озерных условий в сочетании с восстановительной геохимической средой создали благоприятные условия для формирования нефтематеринских пород, что делает обнаружения таких структур привлекательным. Выявление кратеров является перспективной задачей нефтегазовой отрасли.

Литература

1. *Гуров Е.П., Гожик П.Ф.* Импактное кратерообразование в истории Земли. К., 2006. 217 с.
2. *Гуров Е.П.* Импактные структуры в морях и океанах // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2016. № 1. С. 5–18.
3. *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский солеродный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: СО РАН, 2009. 148 с.
4. *Фельдман В.И., Глазовская Л.И.* Импактитогенез: учебное пособие. М.: КДУ, 2018. 151 с.
5. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.
6. *Bacon M., Simm R., Redshaw T.* 3-D Seismic Interpretation. Cambridge University Press, 2007. 236 p.
7. *Mazur M.J., Stewart R.R., Hildebrand A.R.* The Seismic Signature of Meteorite Impact Craters. CSEG Recorder, 2000. V. 25. N. 06. P. 10–16.

В.Ф. Подурушин[1]

Мантийные воронки и их влияние на тектонику литосферных плит

Конвективные течения мантии, перемещая литосферные плиты, определяют характер региональной тектоники в твердой оболочке Земли. Наименее изучены центростремительно сближающиеся горизонтальные мантийные потоки, которые иногда упоминаются как причина возникновения суперконтинентов. Их структура в области перехода в нисходящую ветвь не выяснена. Ниже с заявленных позиций рассмотрено формирование раннепротерозойской Фенноскандии и две современные мантийные воронки.

Геоблок Фенноскандия, образующий северную половину Восточно-Европейского кратона (ВЕК), сформировался, в основном, 1.98–1.75 млрд лет назад в результате столкновения ряда доменов континентальной и островодужной коры, которые с трех сторон приблизились к единому центру. Об этом свидетельствуют возраст и вергентность древних складчато-надвиговых поясов, а также палеомагнитные данные [1, 5, 8]. В современных координатах Карело-Кольский протократон смещался в юго-западном направлении, центрально-свекофеннский островодужный комплекс, включая микроконтиненты Кейтеле и Ботния – с запада на восток, южно-свекофеннский островодужный комплекс с микроконтинентом Бергслаген, а также палеоплита Волго-Сарматия – с юго-востока на северо-запад (рис. 1). Между 1.98 и 1.75 млрд лет назад Фенноскандия испытала поворот на 100–110° против часовой стрелки [4, 6]. Микроконтиненты Кейтеле, Ботния и Бергслаген выделены финскими геологами в нижней–средней коре на основании интерпретации сейсмических разрезов, петрографических (литологических) и геохимических особенностей метаморфических парапород. Причиной их погружения считается перекрытие надвигами [8], что представляется маловероятным, учитывая значительные размеры микроконтинентов и их более высокую плавучесть по сравнению с островодужными аллохтонами. Еще одной важной особенностью новообразованной Фенноскандии стала аномальная толщина ее коры, даже в современном залегании достигающая 65 км при эрозионном срезе около 15 км [8].

Приведенные факты непротиворечиво объясняются моделью мантийной воронки. Встречные горизонтальные мантийные потоки, очевидно, должны были образовать единое нисходящее течение, которое

[1] Российский государственный университет нефти и газа, Москва, Россия; vfp53@mail.ru

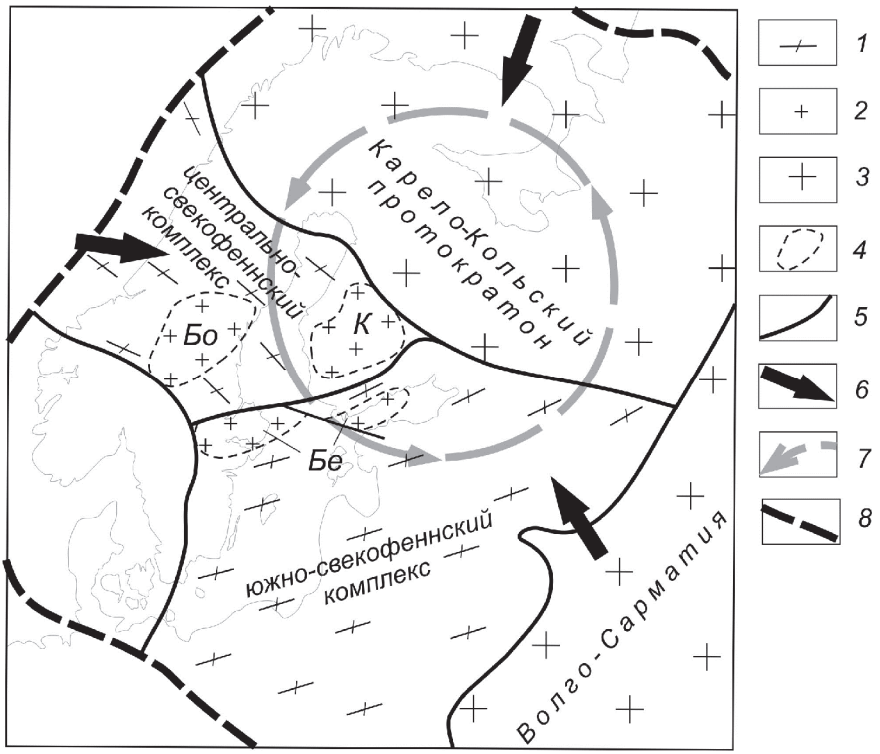


Рис. 1. Схема формирования Фенноскандии над мантийной воронкой 1.98–1.75 млрд лет назад

1 – Свекофеннская складчато-надвиговая область; *2, 3* – континентальная кора: *2* – протократона и палеоплиты, *3* – микроконтинентов; *4* – предполагаемые границы микроконтинентов; *5* – границы крупных доменов коры; *6* – направление центростремительных мантийных потоков; *7* – положение и направление вращения мантийной воронки; *8* – современная граница Восточно-Европейского кратона

вращалось против часовой стрелки вместе с дрейфовавшими по его поверхности фрагментами плавучей литосферы, то есть представляло собой мантийную воронку. В центре воронки скучивались островные дуги, микроконтиненты, Карело-Кольский протократон и палеоплита Волго-Сарматия. Втягивающе-вращающая сила воронки привела к некоторому погружению палеомикроконтинентов и их перемешиванию с островодужными террейнами и фрагментами мантийной литосферы. Таким образом возник аномально толстый, литостатически уравновешенный литосферный "корень".

Одним из современных примеров мантийных воронок является кольцевая структура (КС), охватывающая Южно-Китайское море с

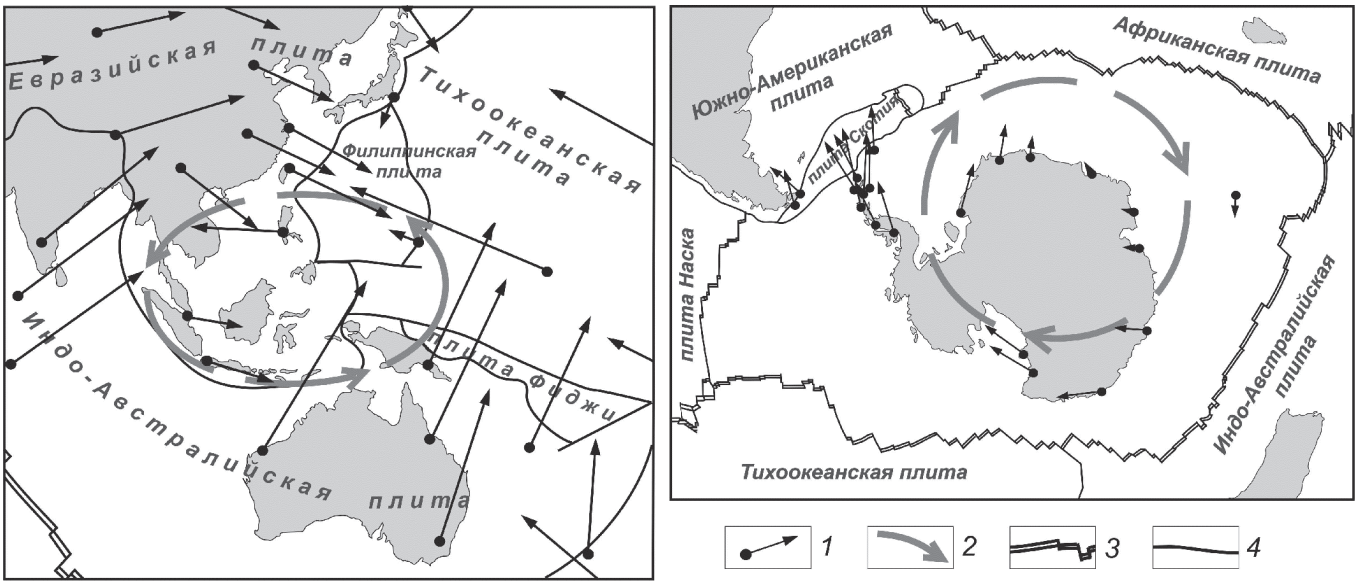


Рис. 2. Южнокитайская (слева) и Антарктическая (справа) мантийные воронки

1, 2 – границы литосферных плит: *1* – дивергентные, *2* – трансформные и конвергентные; *3* – направление и скорость движения земной поверхности по данным GPS; *4* – положение и направление вращения мантийных воронок

прилегающими территориями и акваториями (рис. 2). Ранее уже отмечалась аналогия Южнокитайской КС с раннепротерозойской Фенноскандией [8]. В контуре этой структуры расположен коллаж разноразмерных доменов океанической, островодужной и континентальной литосферы. По данным GPS, кольцевая структура расположена в узле соединения трех сходящихся мантийных потоков, несущих на своей поверхности Индо-Австралийскую, Тихоокеанскую и Евразийскую литосферные плиты. Внутри КС векторы движения приобретают характер вращения против часовой стрелки [2, 3]. По сейсмологическим данным, тяжелая и тонкая литосфера океанического сегмента Индо-Австралийской плиты погружается (втягивается) внутрь мантийной воронки [3].

Другая современная мантийная воронка, по-видимому, существует под Антарктидой (рис. 2). Этот континент почти со всех сторон окружен зонами спрединга. Южные крылья этих зон образуют центростремительную систему горизонтальных мантийных течений, которые должны переходить в нисходящую ветвь. Согласно наблюдениям GPS, антарктическая плита испытывает вращение по часовой стрелке вокруг центра, расположенного на континентальном подножье [7].

Таким образом, мантийные воронки являются закономерными элементами глобальной тектоники, позволяющими объяснить ряд вопросов палео- и современной геодинамики.

Литература

1. *Балаганский В.В.* Лапландско-Кольская коллизионная и Свекофеннская аккреционная орогении – две стадии формирования Балтийского щита как фрагмента палеопротерозойского суперконтинента. // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы IV Рос. конф. по геологии и геодинамике докембрия. СПб: ИГГД, 2014. С. 11–13.

2. *Дорогова И.Е., Дербенев К.В.* Горизонтальные движения земной коры вращательного характера, наблюдаемые на геодинамических полигонах // Интерэкспо Гео-Сибирь-2012. VIII Междунар. науч. конгр., 10–20 апреля 2012 г., Новосибирск: Междунар. науч. конф. "Геодезия, геоинформатика, картография, маркшейдерия": сб. материалов в 3 т. Т. 1. Новосибирск: СГГА, 2012. С. 244–247.

3. *Касаткин С.А.* Современная кинематика сейсмофокальной зоны Яванского желоба и ее сравнение с геодинамическими обстановками восточной окраины Азии в мел-раннепалеогеновой время // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Четвертая тектонофизическая конф. Материалы докладов. Т. 1. М.: ИФЗ, 2016. С. 73–79.

4. *Лубнина Н.В., Степанова А.В., Бубнов А.Ю. и др.* Карельский кратон в позднем палеопротерозое: новые ключевые полюсы // Материалы Международного молодежного научного форума "Ломоносов-2016" [Электронный ресурс]. М.: МАКС Пресс, 2016.

5. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160, Is. 1-2. P. 23–45.

6. *Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M. et al.* Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // Lithos. 2013. V. 174. P. 196–216.

7. *Dietrich R., A. Rulke J., Ihde K. et al.* Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS // Global and Planetary Change. 2004. V. 42. P. 313–321.

8. *Lahtinen R., Korja A., Nironen M.* Chapter 11. Paleoproterozoic tectonic evolution // Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (eds.). The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 481–532.

В.И. Попков[1], **И.В. Попков**

Литодинамические комплексы палеозоя запада Туранской плиты

В пределах запада Туранской плиты на п-ове Мангышлак на многих площадях под отложениями триаса вскрыт сероцветный морской комплекс пород палеозоя. Среди изучавших их исследователей нет единства во взглядах о структурно-формационной и тектонической принадлежности отложений, степени постседиментационных преобразований и дислоцированности. В связи с этим одни авторы относят их к фундаменту, другие – к переходному комплексу или даже к платформенному чехлу [1–4, 6 и др.].

Выполненное нами детальное изучение палеозойских отложений позволяет говорить о наличии в составе палеозойского разреза двух литодинамических комплексов: 1) комплекс пород, подвергшихся интенсивным деформациям и метаморфизованных на зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма, прорванных в пределах выступов гранитоидными интрузиями заключительных этапов варисского тектогенеза и 2) относительно слабо метаморфизованный (стадии глубокого катагенеза и метагенеза, реже – начальные стадии зеленосланцевого метаморфизма) комплекс нижних моласс.

[1] Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия; geoskubsu@mail.ru

Метаморфизованный комплекс пород нижнего структурного яруса вскрыт в разрезах скважин, расположенных в пределах таких платформенных структур, как Песчаномысско-Ракушечная зоны поднятий (ПРЗП), Карагиинская седловина (КС), западная периклиналь Беке-Башкудукского вала (ББВ) (рисунок). Представлен он первично-терригенными, реже карбонатно-терригенными отложениями, метаморфизованные на стадии хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма, прорванных в пределах выступов гранитоидами каменноугольного возраста и дайками различного состава [5–7]. В приконтактовых зонах интрузий вмещающие породы претерпели наиболее интенсивные преобразования за счет явлений контактового метаморфизма, выразившиеся в ороговиковании пород, появлении более высокотемпературных парагенезисов минералов. По мере же удаления от интрузива процессы термального воздействия ослабевают, отражаясь в возникновении узловатых стяжений в некоторых чисто слюдистых прослоях. В скважинах или же интервалах, отстоящих на значительном расстоянии от интрузива, отмечаются случаи присутствия пород, измененных на стадии глубокого метагенеза, сохранивших в значительной мере отдельные черты исходных осадочных толщ. Породы дислоцированы: углы падения слоев, замеренные в керне, колеблются в широких пределах вплоть до вертикальных.

Как было показано ранее [5, 6], сохранность обломочного материала в процессе глубоких катагенетических преобразований породы во многом обусловлена его сгруженностью, сортировкой, размерами и формой, т.е. характером первоначальной структуры. Так, сохранность обломков наилучшая там, где псаммитовые зерна хорошо отсортированы по размерам и количественно не превышают 60 % всего объема породы, будучи разобщены и «запечатаны» цементом базального типа. Несколько по-иному преобразованы терригенные компоненты других пород, отличающихся большей насыщенностью и худшей отсортированностью обломков, которые зачастую превращены в сланцы с едва уловимыми признаками бластопсаммитовых структур. Между этими и предыдущими породами имеются многочисленные промежуточные разности.

Поскольку перечисленные метаморфогенные преобразования проявлены в рассматриваемых породах крайне неравномерно, предопределенные исходным составом и типом структур осадочных пород, да еще в случае наложения контактового метаморфизма на эти процессы, то, будучи взятые в отдельности даже из близрасположенных интервалов разреза, они могут привести (и уже приводят) исследователей к заключению о наличии в разрезе нижнего структурного этажа тектонически разнородных толщ.

В сланцах обнаружены миоспоры и акритархи, распространенные в палеозое, а также водорослевые формы и обрывки растительных тканей, иногда отпечатки древесины [7].

Осадочный комплекс верхнего палеозоя пройден скважинами в юго-восточной части ПРЗП и на площадях, расположенных в западной части Жетыбай-Узеньской тектонической ступени (ЖУС) и в зоне ее сочленения с Жазгурлинской депрессией (ЖД) и ББВ (см. рисунок).

Породы дислоцированы: углы падения слоев достигают 60^0 и более. Перекрывающие их мезозойские отложения залегают с резко выраженным угловым несогласием. Разрез сложен терригенными породами, в составе которых ведущую роль играет грубообломочный материал грауваккового и граувакко-аркозового состава. Под микроскопом граувакки (литокластические граувакки по классификации В.Д. Шутова) имеют вид «микробрекчии», сложенной щепковидными обломками серицитовых, серицит-хлоритовых, кварцево-слюдяных сланцев, а также кварцитов. Меньше распространены зерна кварца, имеющие остроугольную форму, полевых шпатов. Изредка встречаются обломки диабаза, кремнистых пород, криноидей. Вся кластическая часть погружена в матрикс, представляющий собой тонкодисперсный агрегат глинисто-кварцевого состава и составляющий иногда 30–40 % объема породы. Аркозовые и субаркозовые песчаники также в большинстве случаев крупнозернистые, иногда с примесью гравийной фракции. Сортировка и окатанность обломков плохая. Максимальная вскрытая мощность комплекса 781 м (скв. 25-П Жетыбай).

Формационные особенности этого комплекса пород, его значительная дислоцированность, высокая степень литогенетических преобразований позволяют рассматривать данные образования в качестве нижней молассы и соответственно включить в состав фундамента платформы [6, 8]. Возраст толщи подтвержден спорово-пыльцевым комплексом каменноугольного и раннепермского возраста [7]. Положение в разрезе (ниже заведомо нижнетриасовых отложений), присутствие в обломках продуктов разрушения гранитов, возраст которых определен как каменноугольный [5], также подтверждают позднепалеозойский (позднекаменноугольно-раннепермский?) ее возраст.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что в основании мезозойских отложений Мангышлака располагается дислоцированный палеозойский фундамент, в котором, как и в близких по генезису палеозойских отложениях Предкавказья, выделяются два литодинамических комплекса пород: нижний, более сильно метаморфизованный, вероятно докаменноугольного (досреднекаменноугольного?) возраста (нижний структурный ярус) и верхний – нижняя моласса, охарактеризованная спорово-пыльцевым комплексом каменноугольного и

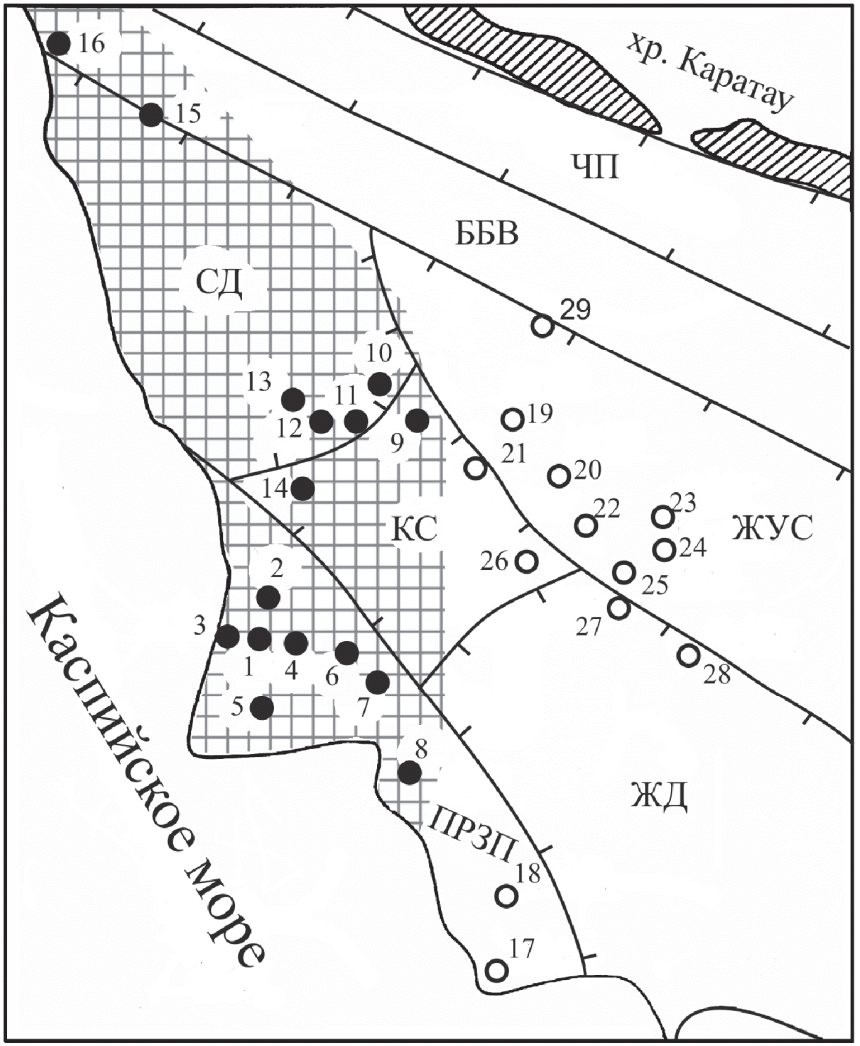


Рисунок. П-ов Мангышлак. Схема расположения площадей, на которых бурением вскрыт фундамент.

Черные кружки – площади, на которых под отложениями триаса вскрыты породы нижнего структурного яруса фундамента: 1 – Оймаша, 2 – Жантанат, 3 – Жага, 4 – Северный Ащисор, 5 – Ащисор, 6 – Северный Ташкум, 7 – Ташкум, 8 – Жиланды, 9 – Ащиагар, 10 – Северное Карагие, 11 – Сартюбе, 12 – Алатюбе, 13 – Атамбай, 14 – Бортовое, 15 – Саура-Сегенды, 16 – Сегенды. «Пустые» кружки – площади, на которых вскрыты породы верхнего структурного яруса: 17 – Ракушечномысская, 18 – Северо-Ракушечная, 19 – Северо-Западный Жетыбай, 20 – Западный Жетыбай, 21 – Тарлы-Куйжак, 22 – Придорожная, 23 – Жетыбай, 24 – Бектурлы, 25 – Южный Жетыбай, 26 – Кенестюбе, 27 – Саукудук, 28 – Баканд, 29 – Тортобе

раннепермского возраста. Контакт между комплексами в настоящее время скважинами не вскрыт. Отсутствие отложений верхнего структурного яруса в разрезе доказано на Песчаномысском своде, КС, востоке Сегендыкской депрессии (СД). Здесь же резко сокращена мощность пестроцветных отложений нижнего триаса вплоть до полного их отсутствия. Изложенное позволяет выделить здесь не известное ранее крупное погребенное позднепалеозойское поднятие (на рисунке показано штриховкой), служившее поставщиком обломочного материала в конце карбона–перми и раннем триасе. Еще до получения изложенной выше информации, на основании изучения литолого-фациальных особенностей отложений нижнего триаса ЖУС, было сделано предположение о наличии к западу от нее раннетриасовой палеосуши [9]. Новые данные подтверждают это заключение и позволяют говорить о том, что палеоподнятие существовало с конца палеозоя и имело гораздо большую площадь.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165 а.

Литература

1. *Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.* Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. 192 с.

2. *Жолтаев Г.Ж., Исказиев К.О., Битеуова С.А.* Региональное строение палеозойских отложений Мангышлака // Геология, география и глобальная энергия. 2019. № 1. С. 7–15.

3. *Кожахмет К.А., Дастанулы Н.* Литология и коллекторские свойства промежуточного комплекса Арало-Каспийского региона // Геология и охрана недр. 2013. № 1. С. 43–46.

4. *Летавин. А.И.* Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1987. 152 с.

5. *Попков В.И., Япаскурт О.В.* К строению фундамента Мангышлака // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 423–425.

6. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А.* Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1986. № 5. С. 135–143.

7. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А*. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1989. № 10. С. 125–128.

8. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Клычников А.В.* Доюрские образования Песчаномысско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып. 4. Т. 59. 1984. С. 95–101.

9. *Чербянова Л.Ф., Попков В.И., Проняков В.А*. Литологические особенности и коллекторские свойства триасового вулканогенно-карбонатного комплекса Южного Мангышлака // Геология нефти и газа. 1984. № 11. С. 55–59.

Н.В. Правикова[1], А.М. Никишин, К.Ф. Старцева

Этапы тектонической истории инверсированного Пегтымельского рифта на шельфе Чукотского моря

В последние годы появилось много новых сейсмических данных по морям Российской Арктики, в том числе – по Чукотскому морю. Сейсморазведочные исследования проводились компаниями ОАО «ДМНГ», TGS, ОАО «Севморгео», а также в рамках программ «Арктика-2011», «Арктика-2012» и «Арктика-2014». Данные сейсморазведки были скоррелированы с результатами бурения в американском секторе Чукотского моря [3]. На основании полученных данных была построена новая схема сейсмостратиграфии [2].

Нами был проинтерпретированы композитные сейсмические профили, где выявлен инверсированный меловой Пегтымельский рифт (рисунок, А). Это уникальная зона, в которой зафиксированы все стадии деформаций Чукотского моря. Здесь можно выделить две фазы рифтинга: аптальбскую и кайнозойскую, а на границе мела/палеогена – фазу сжатия.

На сейсмических профилях отчетливо видны два крупных угловых несогласия в подошвах границ 34 и 20 млн лет (рисунок, А). Этим моментам времени соответствуют два этапа деформаций. В целом можно сказать, что процесс инверсии рифта протекал в интервале от 34 до 20 млн лет. Направление сжатия коррелирует с таковым в полосе надвигов Врангеля – Геральда и ее западного продолжения [2]. Таким образом, для данного региона выделяется олигоцен-миоценовая фаза деформаций, известная ранее в Южно-Чукотском бассейне [1].

В регионе также проявились и более молодые деформации – после 20 млн лет. Этот вывод можно сделать на основании разной мощности отложений этого возраста.

По сейсмическим профилям в программном пакете Move построены балансированные разрезы и получены средние значения. Можно сделать вывод, что растяжение в рифте было умеренным.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №18-05-70011 «Сейсмостратиграфия, тектоника и история геологического развития Арктики в мезозое и кайнозое как основа для изучения и освоения минеральных ресурсов региона» и №18-05-00495 «Шельфовые и глубоководные моря России: новый взгляд на их геодинамику на основе новых сейсмических и полевых данных».

[1] Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru

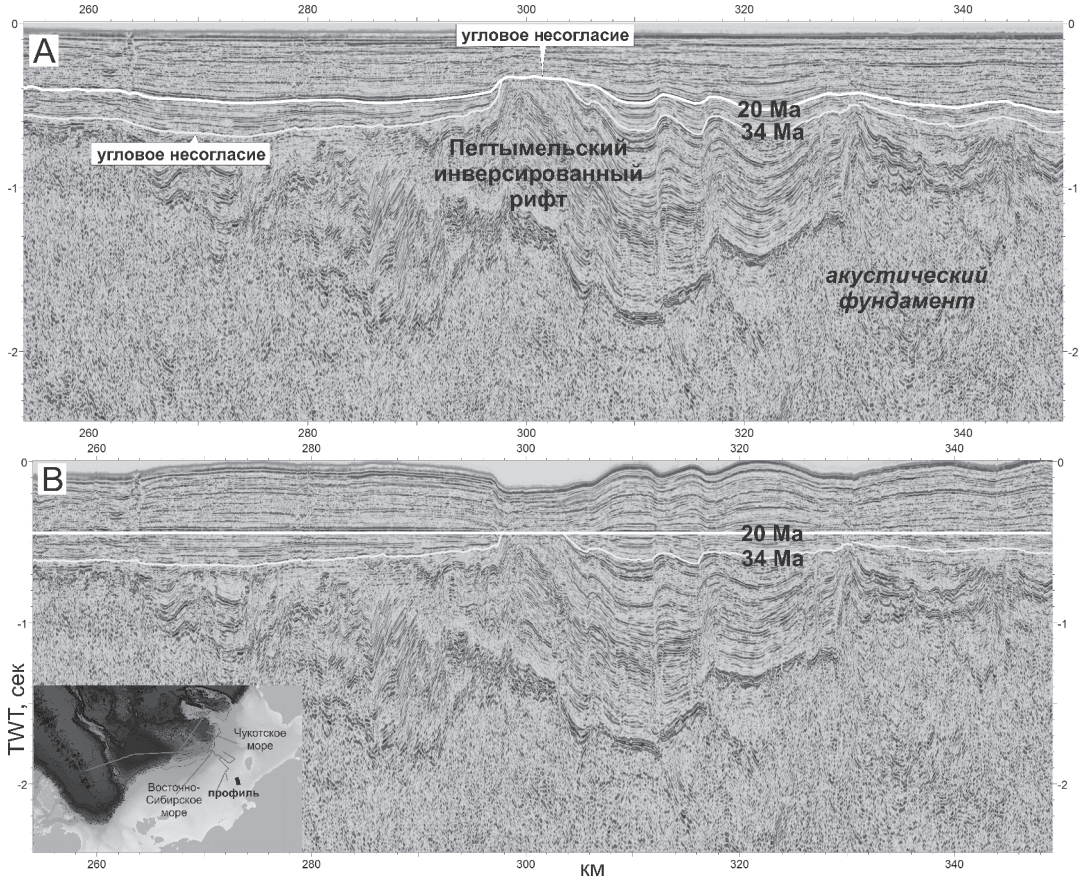


Рисунок. А. Композитный сейсмический профиль для района Пегтымельского инверсированного рифта. Б. Профиль с выравниванием на границу 20 млн лет. На врезке – положение профиля на карте

Литература

1. *Ихсанов Б.И.* Позднемезозойские и кайнозойские деформации в осадочных бассейнах акватории Чукотского моря. Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2014. 22 с.

2. *Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др*. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Амеразийского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 1–24.

3. Mineral Management Service (MMS) 2006. Chukchi Sea Province Summary, 2006, Assessment - Alaska Region, World Wide Web Address: Seismic Framework, US Chukchi Shelf 13, http://www.mms.gov/alaska/re/reports/ 2006Asmt/CHGA/chga. HTM.

Е.А. Праслов[1], Н.И. Косевич, Л.И. Дёмина

Новейшие структуры северо-западной части полуострова Таймыр

Полуостров Таймыр является частью Западно-Арктической континентальной пассивной окраины Евразийского бассейна. Таймырское горное сооружение включает три тектонические зоны: Северо-, Центрально- и Южно-Таймырскую. Каждой из этих зон присуще довольно сложное геологическое строение и состав слагающих их осадочных, метаморфических и магматических комплексов, а также разнонаправленная история геологического развития. Границами данных структур служат крупные надвиги: Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский [1]. Для детального изучения была выбрана часть полуострова, которая находится в пределах Северо-Таймырской складчатой зоны.

Наше исследование направлено на выявление структурно-геоморфологического плана и новейших структур в пределах северо-западной части полуострова Таймыр. *Исходными данными* в данной работе стали данные дистанционного зондирования, глобальной цифровой модели рельефа: GMTED2010. GMTED2010 – глобальная цифровая модель рельефа, созданная геологической службой США (USGS) и Национальным агентством геопространственной разведки (NGA), имеет простран-

[1] Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; egpraslov@mail.ru, nkosevich@gmail.com, lidem06@rambler.ru

ственное разрешение 250 м и вертикальную точность от 29 до 30 м [4]. Анализ цифровых моделей рельефа на регион исследования проводился на базе программного обеспечения ArcGIS 10.2 (ESRI), что позволяет проводить пространственный и тематический анализ данных в едином географическом проекте.

Морфометрический анализ является наиболее действенным методом для качественной и комплексной оценки современного рельефа. Данный анализ является эффективным из-за простоты базы фактического материала, которым могут являться спутниковые снимки открытого доступа, имеющие данные о морфологии рельефа исследуемой территории. Традиционно основными морфометрическими показателями являются: 1 – вертикальное расчленение (глубина расчленения), которое рассчитывается как превышение вершин положительных форм над дном отрицательных; 2 – крутизна земной поверхности, которая может быть выражена в угле наклона (в градусах); необходимо для определения и прогнозирования интенсивности современного плоскостного смыва, овражной эрозии и других склоновых процессов; 3 – экспозиция поверхности, направление склонов; 4 – горизонтальное расчленение (густота расчленения) чаще всего определяется степенью развития эрозионной сети. В результате морфометрического анализа цифровых моделей рельефа строятся производные морфометрические карты, отражающие пространственное распределение каждого из вышеперечисленного показателя. При дальнейшем тематическом анализе и геометрическом сопоставлении полученных моделей морфометрических показателей создается результирующая карта морфометрических комплексов. Данная карта отражает участки, наследующие данные от каждой модели, в результате пересечения, объединения и симметрической разности [2].

Структурно-геоморфологический анализ рельефа региона исследования позволяет определять новейшее развитие структурных форм по данным сравнительного анализа рельефа и геологического строения территории. Таким образом, возможно выявить взаимосвязь и взаимодействие между геодинамическими процессами, погребенным и современным рельефом и использовать их для установления пространственной дифференциации и динамики морфоструктур. Основой для построений служит карта порядков долин. Порядки долин определяются согласно методу, предложенному Р. Хортоном, а затем уточненным В.П. Философовым [3]. По данной методике долиной 1-го порядка считается долина, не принимающая ни одного притока, т. е. неразветвленная. Долина 2-го порядка возникает в результате слияния двух долин 1-го порядка. Долина 3-го порядка образуется от слияния двух долин 2-го порядка и т. д. Также необходимо отметить, что за долины низких порядков принимаются чаще всего линейные эрозионные формы времен-

ных водотоков (овраги, балки, ложбины стока и другие родственные им формы). Карта порядков долин используется для прогнозирования или выявления тектонических структур в рамках определенного региона исследования. Для построения данной карты необходимо построить промежуточные карты, которые отражают направление стока и суммарный сток в пределах региона исследования.

В результате морфометрического ГИС-анализа комплекса морфометрических показателей (гипсометрические уровни, крутизна наклона поверхности, вертикальное расчленение рельефа (глубина расчленения), горизонтальное расчленение (густота расчленения)) разработана схема морфометрического районирования. В пределах региона исследования представлены 5 областей, которые хорошо коррелируются с основными тектоническими и геологическими структурами. Анализ карт базисных поверхностей определенного порядка позволил охарактеризовать последовательное развитие рельефа региона исследования, а анализ карт разностей между базисными поверхностями разного порядка позволил выявить определенные локальные линейные и площадные структуры. Таким образом, можно говорить о потенциале проявления унаследованности в рельефе главных тектонических структур.

Применение морфометрического и структурно-геоморфологическо-го ГИС-анализа данных дистанционного зондирования показало эффективность данных методов в отражении тектонических и геологических структур в современном рельефе.

Литература

1. *Верниковский В.А*. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 203 с.

2. *Самсонов Т.Е*. Основы геоинформатики: практикум. М.: Географический факультет МГУ, 2018. 460 с.

3. *Философов В.П*. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1975. 232 с.

4. USGS science for a changing world. URL: https://topotools.cr.usgs.gov/GMTED_viewer/viewer.htm.

Е.С. Пржиялговский[1], Е.В. Лаврушина

Тектоническая эволюция Нарынско-Атбашинского внутригорного бассейна Тянь-Шаня: отражение стадий развития центрального поднятия в морфоструктуре и седиментации

Изучение геологической эволюции внутригорных впадин Тянь-Шаня является важнейшим инструментом выяснения особенностей геодинамического режима на стадии альпийского тектогенеза, когда эта палеозойская складчатая область оказалась вовлеченной в зону внутриконтинентальной коллизии. Весьма показательным в этом свете является тектонический ансамбль альпийских структур «Нарынская впадины – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина».

Нарынская и Атбашинская орогенные впадины Центрального Тянь-Шаня на раннем этапе своего развития представляли собой единый бассейн седиментации. Об этом свидетельствуют останцы палеогеновых отложений, сохранившихся на вершине и склонах хр. Байбичетоо – поднятия, разделяющего сейчас названные впадины. С целью определения деформационной обстановки и стадийности формирования структуры бассейнов в районе центрального поднятия сопоставлялись литологические разрезы кайнозойских отложений, изучались структуры кайнозойского осадочного чехла, деформации пенепленизированной кровли палеозойского фундамента и новейшие структуры в фундаменте.

Составленные стратиграфические колонки кайнозойских отложений к северу и югу от Байбичетоо принципиально сходны и достаточно уверенно коррелируются, благодаря палеоклиматическим индикаторам и особенностям седиментации. В основании разрезов на маломощной или не выраженной коре выветривания палеозойских пород (среди которых превалируют нижнекаменноугольные мраморизованные известняки) залегает песчано-глинисто-карбонатная пачка коктурпакской свиты (P_{1-2}). Эти отложения присутствуют не во всех разрезах и их мощность не превышает 30 м. Состав и мощности красноцветных отложений киргизской свиты (P_3–N_1), представляющих нижнюю часть разреза, практически не отличаются в обеих впадинах. Минимальные мощности красноцветов (60 м) установлены нами в локальном прогибе на своде Байбичетоо в районе его пересечения долиной р. Карабук.

Пачки слоев вышележащей нарынской свиты (N_2) фациально изменчивы, особенно в верхней подсвите. Нижненарынская толща, для кото-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; prz4@yandex.ru, catherinelav@yandex.ru

рой характерно преобладание глин над песчаниками и супесями, и средненарынская – с обратной пропорцией песчаных и глинистых пород, имеют сходство в обеих впадинах и, также как киргизская, закономерно увеличиваются по мощности к центру впадин. Верхи неогенового разреза обнажаются в наиболее погруженных частях впадин и плохо коррелируются не только в разных впадинах, но и в разных их частях. В разрезах изменчивы мощности и соотношения слоев тонкозернистых супесей, суглинков и конгломератов, эпизодически появляющихся мергелей, известковых глин и торфянистых палеопочв. Мощные и неравномерно распределенные во впадинах толщи плейстоценовых конгломератов отвечают позднейшей фазе активного воздымания и денудации окружающих впадины хребтов.

Согласное залегание и сохранность последовательности напластования слоев палеогена и неогена практически во всех обнажениях, отсутствие структурных несогласий вплоть до конца неогена и литологические признаки свидетельствуют о непрерывности седиментации и о компенсированном ее характере. Лишь в конце плиоцена и в квартере накопившиеся осадочные породы претерпели деформацию и денудировались в локальных поднятиях.

Выявленные особенности строения кайнозойского чехла позволяют сделать определенные выводы по эволюции бассейна:

1. В течение олигоцена, миоцена и в начале плиоцена Нарынская и Атбашинская впадины представляли собой единый внутриконтинентальный бассейн седиментации.

2. Вариации мощностей киргизской и нижней пачки нарынской свит указывают на положение локальных конседиментационных прогибов и поднятий, одним из которых было поднятие Байбичетоо с уменьшенными мощностями перекрывающих его отложений.

3. В конце неогена общий бассейн разбивается на отдельные впадины, поднятие Байбичетоо частично эродируется, палеозойские породы размываются и появляются в виде гальки в синхронных отложениях.

4. В квартере центральное поднятие продолжает подниматься и денудироваться, возникает горный рельеф и перестраивается речная сеть.

Сохранившаяся на склонах Байбичетоо поверхность предпалеоценового пенеплена, погружающаяся под кайнозойские отложения в соседние впадины, является репером деформаций палеозойского основания на всем альпийском этапе. На склонах и в ближайшем окружении центрального поднятия Байбичетоо поверхность фундамента и вышележащие кайнозойские осадочные слои деформированы конформно. Отпрепарированная на склонах хребта поверхность пенеплена облекает куэстообразное антиклинорное поднятие с пологим ССЗ крылом и крутым ЮЮВ крылом – по системе крутопадающих разломов (сбросов, взбро-

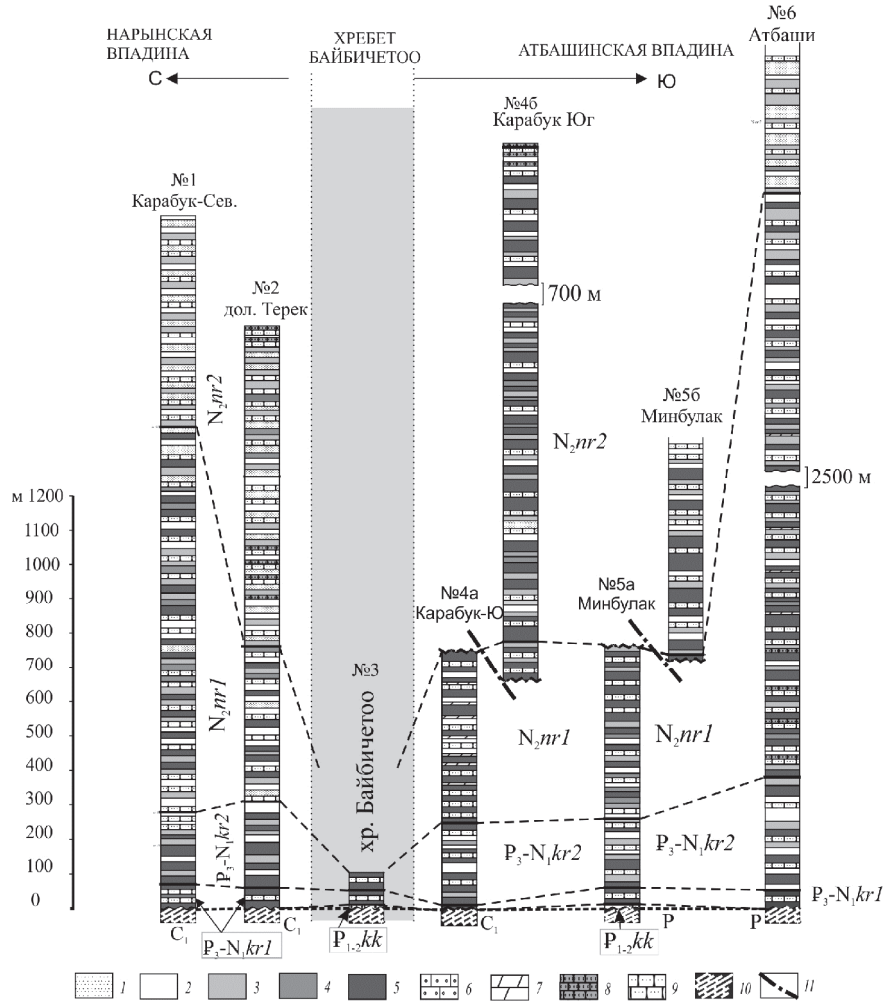


Рис. 1. Сопоставление литологических разрезов кайнозойских отложений на разных склонах хр. Байбичетоо и на удалении от него (пояснения в тексте). *1–9* – литологические разности терригенно-карбонатных кайнозойских отложений; *10* – породы палеозойского фундамента; 11 – тектонические нарушения (надвиги), разделяющие стратифицированные пачки слоев

сов) и флексур, вертикальная амплитуда которых составляет около 300–500 м. Протяженность поднятия, ось которого простирается с ЮЗ на СВ, составляет около 90 км.

Поверхность пенеплена осложнена многочисленными разломами, которые составляют систему новейших разрывных нарушений, отчетливо проявившуюся в рельефе и отвечающую обстановке правосторонней транспрессии для всей территории Нарынско-Атбашинского бассейна [1] Смещения пенеплена локальными сбросами и взбросами к северу от главного уступа обычно не превышают 50 м вплоть до уступа следующей куэсты – хр. Каратау и цепочки асимметричных поднятий на его западном продолжении. Амплитуда этого флексурно-взбросового уступа постепенно возрастает к востоку, достигая 1600 м к югу от центра хр. Каратау. Цепь валообразных антиклиналей протягивается вдоль вершины хребта, а на его западном окончании закартировано периклинальное замыкание, в ядре которого выступают раннепалеозойские породы, с трех сторон окаймленные палеогеновыми красноцветами, залегающими согласно на маломощной коре выветривания пород фундамента. Здесь определяется наименьший радиус кривизны изогнутой поверхности пенеплена – до 100 м. Отрицательные складчатые деформации поверхности палеозойского фундамента, скрытые под маломощным чехлом, столь же контрастны. Асимметричная синклиналь с полоундулирующим шарниром разделяет куэсты Байбичетоо и Каратау в междуречье Карабук и Карабулун. Радиусы кривизны поверхности в складках составляют 500 м и больше.

Куэста хр. Байбичетоо является одним из наиболее крупных поднятий в антиклинорной зоне дислокаций, разделяющих Нарынскую и Атбашинскую впадины. Соседние хребты-антиклинали этой зоны, в которых на поверхность выходят палеозойские породы (Каратау, Ала-Мышик, Акшийрак), также возникли на позднеорогенной стадии. Последовательность их проявления в современном рельефе определяется путем анализа этапов перестройки речной сети, выразившейся формированием антицедентных и сухих долин, изменением контуров бассейнов водосбора и т.п. [2]. На этом основании предполагается, что возникновение хр. Байбичетоо произошло в одну из последних фаз формирования современного рельефа рассматриваемой территории, что косвенно подтверждается и лучшей сохранностью на его склонах поверхности пенеплена. Кулисное расположение хребтов центрального поднятия указывает на правостороннюю сдвиговую составляющую позднеорогенных деформаций.

Альпийская геодинамика Тянь-Шаня, начиная с палеоцена (или по другим источникам с эоцена) обычно рассматривается в рамках модели постоянного сближения и давления континентальных блоков Евразийской и Индийской литосферных плит, то есть сокращения ширины орогенного сооружения, как это фиксируется методами современного геодезического GPS-мониторинга. С этим перманентным процессом свя-

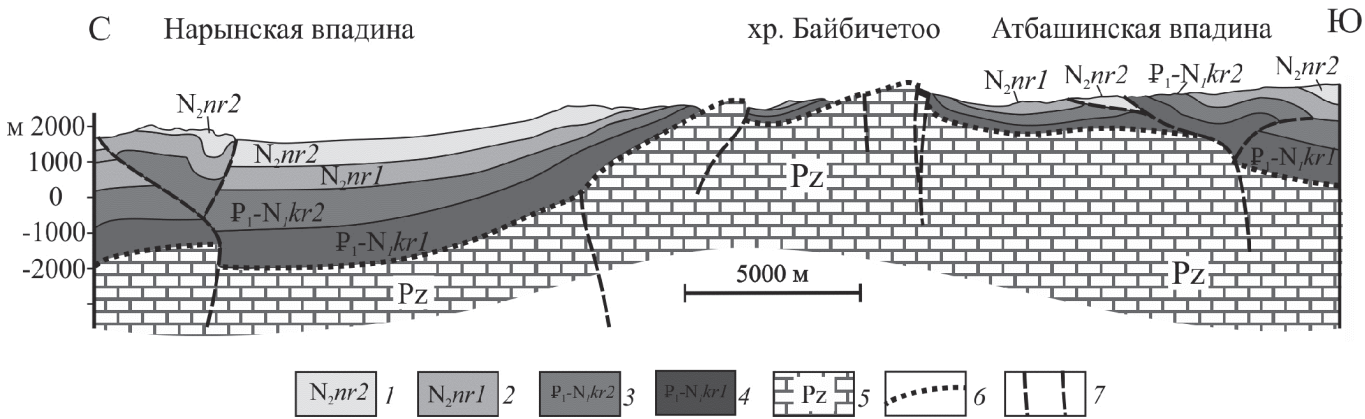


Рис. 2. Геологический профиль, пересекающий антиклинорный выступ Байбичетоо по долине р. Карабук.
1–4 – отложения кайнозойского осадочного чехла; *5* – палеозойский фундамент; *6* – пенепленизированная кровля фундамента; *7* – разломы

зывается увеличение расчлененности рельефа и развитие структуры – постепенно усложняющейся системы разнонаправленных надвигов. Однако, представленные данные свидетельствуют о двух заметно различающихся стадиях тектонической эволюции Нарынско-Атбашинского бассейна в кайнозое. В соответствии с моделью, экспериментально обоснованной Ю.А. Морозовым [1], на ранней стадии развития данный осадочный бассейн развивался по типу пул-апарт структуры при сдвиговой активизации широтных крутопадающих разломов и шовных структур палеозойского основания. Модель объясняет ромбовидную форму палеобассейна и положение локальных прогибов в его современных контурах, вариации амплитуд прогибания поверхности фундамента, отразившиеся в изменчивости мощностей пачек кайнозойского чехла, а также морфологию всей системы конседиментационных разломов.

На поздней стадии эволюции, начало которой знаменуется формированием высокогорного расчлененного рельефа и накоплением мощных толщ грубообломочных пород (N_2–Q_1), вся толща накопившихся кайнозойских осадочных пород была интенсивно деформирована с образованием систем складок и надвигов в кайнозойском чехольном комплексе. Эта фаза, по-видимому, фиксирует смену региональной тектонической обстановки в верхних слоях литосферы с левосторонней транстенсии на правостороннюю транспрессию [1], или отражает изменения кинематической обстановки в приповерхностных коровых слоях в процессе единого непрерывного геодинамического процесса – в масштабной зоне сдвигового течения, какой являлся Центральный Тянь-Шань в кайнозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта № 16-17-10059 Российского научного фонда и в соответствии с темой госзадания (в части определения особенностей эволюции верхнекоровых структур на разных этапах).

Литература

1. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В., Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.

2. Burbank D.W., McLean J.K., Bullen M. et al. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding Tien Shan, Kyrgyzstan // Basin Res. 1999. № 11. P. 75–92.

А.В. Прокопьев[1, 2], В.Б. Ершова[2], Д. Стокли[3]

Питающие провинции юрско-меловых осадочных бассейнов восточной части Колымо-Омолонского микроконтинента: индикаторы мезозойских магматических поясов и окраинноконтинентальных дуг Верхояно-Колымской складчатой области

В восточной части Колымо-Омолонского микроконтинента (восток Верхояно-Колымской складчатой области) южнее Приколымского и Омолонского террейнов вскрываются мощные юрские морские терригенные толщи Сугойского синклинория, расположенного на восточном продолжении Иньяли-Дебинского синклинория. Они перекрываются меловыми вулканогенно-осадочными породами Омсукчанского прогиба Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса и прорваны плутонами гранитоидов позднеюрского и позднемелового возраста (рисунок, А, Б). Юрские и меловые отложения подстилаются мощными толщами триаса и интенсивно деформированы. Район исследований располагается в непосредственной близости к Восточно-Азиатской активной континентальной окраине. В ее позднепалеозойской–раннемезозойской эволюции различными авторами предполагается присутствие серии окраинно-континентальных магматических дуг [напр., 6, 10], доказательства существования которых на юге Восточно-Азиатской активной континентальной окраины есть только для позднеюрско-раннемеловой Удской (Удско-Мургальской) и Охотско-Чукотской (альб – поздний мел).

В процессе экспедиционных работ 2017 года на севере Сугойского синклинория, северной ветви Омсукчанского прогиба и в южной части Приколымского террейна были отобраны шесть образцов песчаников из юрских и меловых толщ (согласно [13]), извлечена тяжелая фракция и проведено U–Pb-датирование (LA–ICP–MS) обломочных цирконов в аналитическом центре Университета штата Техас (г. Остин, США).

Результаты и их интерпретация:

1. Во всех изученных образцах зерна докембрийского возраста представлены единичными кристаллами.

[1] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), Якутск, Россия; prokopiev@diamond.ysn.ru
[2] Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; v.ershova@spbu.ru
[3] Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA; stockli@jsg.utexas.edu

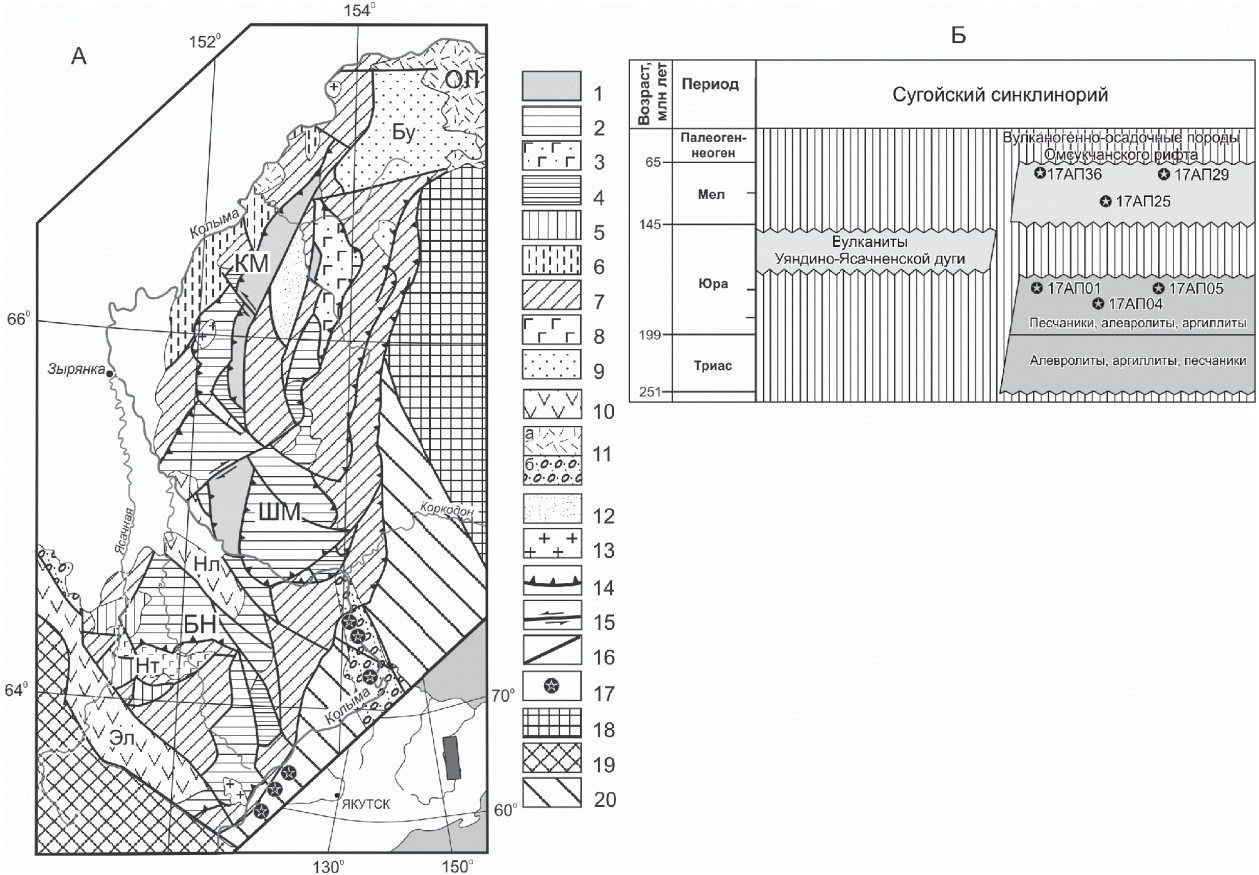
2. В песчаниках средней и верхней юры возрастной спектр обломочных цирконов очень близок. Около 85% зерен образуют возрастные пики 168–171 млн лет. Вторые по интенсивности пики имеют возраст 190–192 млн лет. Отмечаются единичные зерна с возрастами около 288–334 и 350–434 млн лет.

3. В нижнемеловом песчанике севера Омсукчанского прогиба более 60% обломочных цирконов образуют главный возрастной пик в 145 млн лет; менее значимые пики соответствуют возрастам 130, 160 и 182 млн лет. Отмечаются единичные зерна с возрастами около 240, 320–410 млн лет.

4. В двух образцах, отобранных из считавшихся ранее согласно данным среднемасштабного геологического картирования [13] позднекаменноугольно-раннепермских вулканогенно-осадочных пород, более 75% обломочных цирконов имеют позднеюрский (возрастные пики 150–156 млн лет) и позднемеловой (возрастные пики 87–90 млн лет) возрасты при небольшом количестве силур-раннекаменноугольных (310–445 млн лет) цирконов. Возраст самых молодых зерен показывает как минимум позднемеловой, а не позднепалеозойский возраст этих отложений [9]. Эти толщи могут принадлежать Омсукчанскому прогибу, на северном продолжении которого они вскрываются.

Основными вероятными источниками сноса обломочного материала для изученных меловых пород являлись вулканиты Уяндино-Ясачненской дуги [8] и гранитоиды юго-восточного фланга Главного (Колымского) батолитового пояса [2, 7], вулканогенно-осадочные толщи Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса [1]. Для средне- и верхнеюрских толщ основными источниками могли быть ранне- и среднеюрские кислые магматические образования, неизвестные в этой части Верхояно-Колымской складчатой области. Эти данные могут указывать на возможное присутствие вулкано-плутонических пород ранне-среднеюрского возраста, скрытых в настоящее время под образованиями мелового Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса и являться подтверждением существования ранее предполагавшейся здесь Кони-Мургальской дуги [напр., 6] в составе Восточно-Азиатской активной континентальной окраины.

Потенциальными источниками цирконов с возрастами 350–434 млн лет могли быть средне-позднепалеозойские надсубдукционные вулканиты кедонского комплекса Северо-Охотской активно-континентальной дуги, широко распространенные на Омолонском террейне [напр., 5] и силурийские сиениты и граниты [14]. Происхождение небольшого количества обломочных цирконов с возрастами 288–334 млн лет не ясно. Их поступление в юрско-меловой бассейн осадконакопления может быть связано с размывом каменноугольно-пермских магматических об-


А
154°
152°
66°
64°
70°
60°
130°
150°
ОП
Бу
КМ
ШМ
Нл
БН
Нт
Эл
Колыма
Зырянка
Ясачная
Коркодон
ЯКУТСК
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
а
б
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
Б
Возраст, млн лет
Период
Сугойский синклинорий
Палеоген-неоген
Мел
Юра
Триас
65
145
199
251
Вулканогенно-осадочные породы Омсукчанского рифта
17АП36
17АП29
17АП25
Вулканиты Уяндино-Ясачненской дуги
17АП01
17АП05
17АП04
Песчаники, алевролиты, аргиллиты
Алевролиты, аргиллиты, песчаники

← **Рисунок.** А – тектоническая схема Приколымского террейна, Сугойского синклинория и Омсукчанского прогиба, по [11, 12], с изменениями. Геологические комплексы: *1* – раннепротерозойский метаморфический, *2* – среднепозднерифейский, *3* – позднерифейский, *4* – венд-кембрийский, *5* – ордовикский, *6* – ранне-среднеордовикский, *7* – раннедевонский–пермский, *8* – позднекаменноугольный, *9* – позднетриасовый–среднеюрский, *10* – позднеюрский, *11* – меловой: *а* – вулканогенный, *б* – терригенный, *12* – неоген-четвертичный, *13* – гранитоиды, *14* – надвиги, *15* – сдвиги, *16* – прочие разломы, *17* – местоположение изученных образцов. Террейны: 18 – Омолонский, 19 – Омулевский, 20 – Сугойский (синклинорий). ОЛ – Олойская зона. Блоки: КМ – Каменский, ШМ – Шаманихинский, БН – Белоноченский. Синклинали: Бу – Буордахская, Нт – Нятвенская. Грабены: Нл – Налучинский, Эл – Элекчанский. Ом – Омсукчанский прогиб. Б – стратиграфическая схема и местоположение изученных образцов, по [9] с изменениями

разований, также предполагаемых в составе Кони-Мургальской дуги [напр., 6]. Присутствие лишь единичных зерен позднепермского возраста свидетельствует, что вулканогенные породы предполагаемой Охотско-Тайгоносской дуги [3, 4] в это время не размывались.

Полевые работы и изотопно-геохимические исследования выполнены частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2019-0001), часть изотопно-геохимических исследований и интерпретация результатов проведены при поддержке проекта РФФИ (№ 19-05-00945).

Литература

1. *Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

2. *Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др.* U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

3. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.* Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.

4. *Бяков А.С., Горячев Н.А., Ведерников И.Л. и др.* Новые результаты U-Pb-SHRIMP-датирования цирконов из верхневучапинских (верхняя пермь) отложений северо-востока России // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 331–336.

5. *Гагиева А.М., Жуланова И.Л.* Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: сопоставление K-Ar, Rb-Sr, U-Pb данных и геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 3–19.

6. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

7. *Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др.* Гранитоиды Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 286–288.

8. *Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л.* Тас-Кыстабытский магматический пояс (северо-восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.

9. *Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Стокли Д.* Первые данные по U-Pb датированию (LA–ICP–MS) обломочных цирконов из средне-верхнепалеозойских осадочных пород южной части Приколымского поднятия (Верхояно-Колымская складчатая область) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 111–115.

10. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

12. *Третьяков Ф.Ф.* О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 85–90.

13. *Шишкин В.А.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Среднеколымская. Лист Q-56-XXVII-XXVIII (Коркодон). Масштаб 1:200 000. М.: Министерство геологии СССР, 1979. 105 с.

14. *Akinin V.V., Polzunenkov G.O., Al'shevsky A.V. et al.* Evolution of magmatism within Omolon-Taigonos block // ICAM-VIII, Stockholm, June 2018 https://icamviii.geo.su.se/en/program/Abstracts.pdf

В.Ф. Проскурнин[1], **О.В. Петров, В.А. Салтанов**

Горячее пятно Таймыра – рудоносный след Сибирского (Исландского) плюма?»

В последние годы в пределах ранних киммерид п-ова Таймыр, северо-востока Сибирской платформы и Восточнотаймырско-Оленекской складчатой ветви поздних киммерид выделена крупнейшая Фадьюкудинско-Котуйская гравимагнитная кольцевая структура (рисунок), связываемая с контуром глубинного мантийного плюма [1, 9, 10, 13]. Она является «узловым» сочленением крупнейших геоблоков на севере Центральной Сибири: Анабарского, Курейско-Тунгусского и Северо-Карского. Таймырская раннекиммерийская, Восточнотаймырско-Оленекская позднекиммерийская складчатые системы и Маймеча-Котуйская провинция фиксируют положение посттрапповых триасовых межгеоблоковых зон.

Кольцевая структура расссекается Центрально-Таймырским швом, который делит ее на две части: полукольцевую Котуйско-Гулинскую диаметром до 300 км южнее шва в пределах Сибирской платформы и кольцевую Фадьюкудинско-Ладыгинскую диаметром до 200 км в пределах складчатого Таймыра. Большая их часть перекрыта юрско-кайнозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба.

На поверхности юго-восточная часть Фадьюкудинско-Котуйской структуры на платформе характеризуется выходами уникального Гулинского вулкано-плутона клинопироксенит-дунитового, пикрит-меланефеленитового и ийолит-карбонатитового состава в ассоциации с меймечитами, нефеленитами, субщелочными и щелочными пикритами [5 и др.] По оперяющим кольцевую структуру разломам в пределах Маймеча-Котуйской провинции отмечается латеральная зональность [5]: к югу, юго-востоку от Гулей (центра горячего пятна) редкометально-платиноносного на удалении 150–250 км интрузии Маган, Ыраас, Ессей приобретают щелочно-салический уклон и завершаются формированием на удалении от указанного центра Харамайского кимберлитового поля.

Северная часть собственно Таймырской Фадьюкудинско-Ладыгинской структуры вскрывается в центральной части гор Быранга в пределах Янгодо-Горбитского выступа. Характерной чертой магматизма структуры [1] является наличие в ее пределах ранне-среднетриасовых

[1] Всероссийский геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; vasily_proskurnin@vsegei.ru

дифференцированных платиноносных шрисгеймит-феррогаббро-троктолит-сиенитовых (дюмталейский, 250–245 млн лет; кирякатасский комплексы), субщелочно-феррогаббродолеритовых (верхнетаймырский комплекс) и плагиоверлит-габбродолеритовых (дябякатаринский комплекс) интрузий с титаномагнетитовым и сульфидно-медно-никелевым оруденением, а также средне-позднетриасовых вулканитов трахиандезит-трахитовой формации (аятаринская свита, 236–245 млн лет), кольцевых интрузий феррогаббро-монцонит-граносиенитовой (дикарабигайский комплекс, 237–244 млн лет), нефелин-сиенитовой (фадьюкудинский комплекс) формаций, коровых карбонатитов различной морфологии (озеротаймырский комплекс), алмазоносных альнеитов (мооровский комплекс, 226–229 млн лет). С сиенитами и карбонатитами связано флюорит-барит-редкоземельное оруденение с ураном и торием, которое на удалении к северу сменяется на серебро-свинцово-цинковое и золото-сурьмяно-ртутно-мышьяковое оруденение карлинского типа.

Западнотаймырский и Восточнотаймырский ареалы малых интрузий, карбонатитов, флюидолитов являются удаленными ответвлениями от горячего пятна Таймыра. Западнотаймырский магматизм завершается дайковыми полями потенциально алмазоносных лампроитов и трубками взрыва щелочных сиенитов [12], восточнотаймырский – карбонатитами (219–238 млн лет) с золотосодержащим полиметаллическим и флюорит-баритовым оруденением [10 и др.]. На м. Цветкова в верхнетриасовых карнийских отложениях обнаружены неокатанные кристаллы хромсодержащих пиропов [2], а в раннетриасовых образованиях – инъективные тела потенциально алмазоносных флюидоэксплозивных брекчий с неокатанными пиропами, хромшпинелидами и пикроильменитами [11].

Через кольцевую структуру проходят два опорных региональных профиля ГСЗ- МОВЗ, отработанные в 70–80-х гг. XX века: оз. Тенгизморе Лаптевых “Битум”, и Тарея-Олекминск ("Алмаз"). Глубина изучения составляет до 80 км с охватом всей мощности земной коры (42–45 км) и частично верхней мантии [1]. Фадьюкудинско-Котуйская кольцевая структура характеризуется наличием коромантийного слоя мощностью до 7 км и отсутствием **гранитного мегаслоя.** Мощность гранитобазальтового (промежуточного) мегаслоя сокращена и составляет 7–8 км. Мощность базальтового мегаслоя составляет 8–10 км. В современном срезе характерны полукольцевые структуры, которые образуют региональное кольцевое отрицательное поле DG (до -36 мГл), окаймляемое положительными аномалиями (2–10 мГл). Гравиметрическая кольцевая структура осложнена линейными отрицательными магнитными аномалиями (до 100–600 до 1500 нТл). Крупные аномалии гравитационного поля связаны, преимущественно, с плотностными неодно-

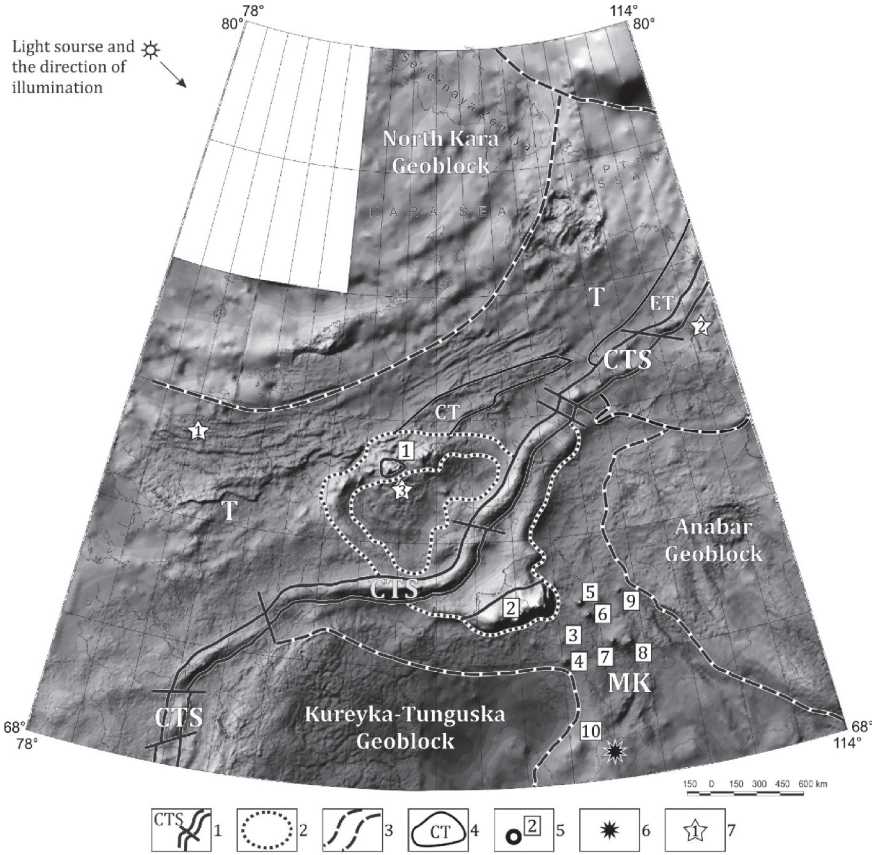


Рисунок. Горячее пятно Таймыра на карте гравитационного поля. Схема расположения крупнейших интрузивных массивов раннего–позднего триаса и площадей развития стронций-бариевых карбонатитов п-ва Таймыр. Редукция Буге, плотность промежуточного слоя 2.67 г/м^3. Уровень условный (цветной псевдорельеф). Масштаб 1:10 000. Составлена в ВИРГ-Рудгеофизике, 2002.

1 – Центрально-Таймырский шов; *2* – Фадьюкудинско-Котуйское горячее пятно; *3* – границы геоблоков и межгеоболоковых зон – карбонатитовых провинций: Маймеча-Котуйской (МК) и Таймырской (Т); *4* – таймырские карбонатитовые ареалы: ЕТ – Восточно-Таймырский, СТ – Центрально-Таймырский; *5* – крупнейшие интрузивные массивы раннего–позднего триаса: Дюмталейский (1), Гулинский (2), Далбыхская группа интрузий (3), Бор-Урях и Кара-Мени (4), Одихинча (5), Кугда (6), Маган (7), Ыраах (8), Немакит (9), Ессей (10); *6* – Харамайское кимберлитовое поле; *7* – прогнозируемые алмазоносные поля в связи с лампроитами (1), позднетриасовыми погребенными россыпями и флюидно-эксплозивными бречиями (2); алмазоносными альнеитами р. Горбита (3)

родностями нижней коры, основная масса магнитных неоднородностей сосредоточена в верхней коре.

При рассмотрении мантийных конвективных ячеек первого порядка и горячих точек, существовавших до распада Пангеи, Фадьюкудинско-Котуйская структура находит определенное послетрапповое место на севере Евразийской плиты, отвечая горячей точке или горячему пятну нижнемантийного плюма триаса [6, 9]. Н.Л. Добрецовым [3] формирование горячего пятна Таймыра, включающего ультраосновной и щелочной магматизм Маймеча-Котуйской провинции, связывается с третьим этапом становления Сибирского суперплюма в локальных областях, после исчезновения мощных мантийных линз вблизи основания литосферы (собственно траппового этапа 250±1 млн лет). Пестрый интрузивный магматизм с сиенит-гранитовыми интрузиями с возрастом 248–234 до 219 млн лет, наиболее широко развитый в центральной части Таймырского горячего пятна, свидетельствует о «регрессивном» этапе развития Сибирского суперплюма [4].

С другой стороны, горячее пятно Таймыра (близкое по времени, но посттрапповое), выраженное геофизическими полями и магматизмом близкими горячему пятну Исландии, вполне может отвечать Исландскому (Сибирскому) мантийному плюму (по [7]), совпадающему по палеографическому положению Сибирского континента в интервале времени 250–227 (от раннего триаса до карния) с Исландским горячей точкой. Таймырское горячее пятно является аналогом средне-позднедевонского Вилюйской КИП, которая в интервале 400–370 млн лет также находилась над Исландским горячим пятном и с которой связываются алмазоносные кимберлиты Якутии, карбонатитовые массивы Сетте-Дабана, Томтора с редкометалльно-редкоземельным оруденением [8]. Таким образом, можно предполагать автономность разноглубинных мантийных источников собственно траппового (суперплюмового) вблизи основания литосферы и субщелочно-щелочного более глубинного (плюмового), связанного со слабо истощенным мантийным (деплетированным) веществом.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 – Тарея. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 490 с. + 23 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ГПКК «КНИИГиМС»).

2. *Граханов С.А., Ядренкин А.В.* Прогноз алмазоносности триасовых отложений Таймыра // ДАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 663–656.

3. *Добрецов Н.Л.* Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн. лет): Сибирские и Эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды / Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 870–890.

4. *Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В*. и др. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики / Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.

5. *Егоров Л.С.* Щелочно-ультраосновной магматизм и его минерагения // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 24–40.

6. *Кравченко С.М., Хаин В.Е.* Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция // ДАН. 1996. Т. 347, № 3. С. 368–371.

7. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 6. С. 3–23.

8. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. №2. С. 153–184.

9. *Проскурнин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н. и др.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО). // Недра Таймыра. Вып. 1. Дудинка. 2003. С. 178–209.

10. *Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В. и др.* Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. №3. С. 95–102.

11. *Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Петров О.В. и др.* Потенциально алмазоносные раннемезозойские инъекционные брекчии Восточного Таймыра // Регион. геология и металлогения. 2017. № 72. С. 78–90.

12. *Романов А.П.* Лампроиты и кимберлиты Горного Таймыра / Гл. ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 291–299.

13. *Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др.* Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во ЦНТИ, 2001. 510 с.

А.И. Прошенкин[1], Е.Ф. Летникова

Источники поступления обломочного материала в вендские осадочные бассейны Енисейского кряжа

В венде в краевых частях юго-запада Сибирской платформы (Енисейский кряж) активно протекали процессы терригенной и карбонатной седиментации. Считается, что их накопление происходило в осадочных бассейнах, не сообщавшихся между собой на ранних стадиях заполнения [2]. При этом открытым остается вопрос о неопротерозойских источниках поступления обломочного материала седиментации обломочных пород в вендских последовательностях этих бассейнов. Находились ли они в пределах Сибирской платформы или принадлежали отдельным блокам, аккретированным к ней с образованием орогена. Для решения этого вопроса нами были изучены особенности петрографического состава, изотопно-геохимических особенностей терригенных отложений вороговской и тасеевской серий, а также проведено U-Pb датирование методом LA ICP-MS цирконов из этих отложений. На основе этого проведено сопоставление с целью установления природы пород источников сноса – континентальной или океанической.

Отложения вороговской серии формировались в рифтогенном эпиплатформенном открытоморском бассейне [2]. Особенности состава и строения отложений вороговской серии отражают последовательную эволюцию бассейна от обстановок аллювиальной равнины к морскому бассейну [1]. Вороговская серия изучалась вдоль реки Вороговка и представлена тремя свитами: североречeнской, мутнинской и сухоречeнской. Возраст отложений этой серии на основе данных Sr-хемостратиграфии и U-Pb датирования цирконов определен как вендский, моложе 585 млн лет [1].

Тасеевская серия в своем развитии имеет подобные этапы, где накопление начиналось в аллювиальных обстановках, и дальнейшая седиментация происходила в обстановках открытого шельфа. Эта серия изучалась по реке Ангара (Мыс Гребень) и в ее притоках – Тасеево и Иркинеево. Она сложена тремя свитами: алёшинской, чистяковской и мошаковской.

С помощью программы MINLITH [4] был определен нормативный минеральный состав терригенных отложений вороговской и тасеевской серии. Установлено, в целом большое количество кварца и иллита в

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ayalochka@yandex.ru, leto-y@mail.ru

породах тасеевской серии, что указывает на рециклированную природу этих осадков, с чем также согласуются геохимические данные. Полевых шпатов мало, среди них преобладает ортоклаз. Для пород вороговской серии характерно доминирование альбита среди полевых шпатов, в общем меньшее количество кварца, а также для пород мутнинской свиты преобладание хлорита над иллитом. Можно сказать, что породы вороговской серии и тасеевской отличаются по модельному минеральному составу: по общему количеству кварца, по составу полевых шпатов и глин.

Особенности минерального состава обусловлены различиями в источниках поступления обломочного материала. На диаграмме Бхатии показано, что в нижней части вороговской серии осадки сухореченской свиты имеют рециклированную природу и образовались в результате переотложения более древних отложений. Выше по разрезу терригенные породы мутнинской и северореченской свит образовались в результате разрушения гранитов и гранодиоритов. Все терригенные отложения тасеевской серии на этой диаграмме попадают в поле рециклированных осадков, что хорошо согласуется с преобладанием кварца и илита в составе этих пород.

На диаграмме Розер-Корше точки составов пород сухореченской и мутнинской свит попадают в поле пассивной континентальной окраины, а северореченской свиты – во внутриплитные обстановки накопления. Все три свиты тасеевской серии на этой диаграмме попадают в поле внутриконтинентальных обстановок накопления. Все это свидетельствует о том, что снос обломочного материала происходил со стороны Сибирской платформы. Этот вывод хорошо согласуется с Sm-Nd данными для терригенных отложений вороговской серии, где модельный возраст источников сноса составляет от 2.1 до 2.45 млрд лет при εNd от -3.4 до -8.2, указывая на преобладание в источниках сноса раннедокембрийских пород континентальной коры.

Для цирконов из терригенных пород тасеевской и вороговской серий было проведено U-Pb датирование методом LA ICP-MS.

Было изучено 100 зёрен из песчаников алешинской свиты тасеевской серии, из которых для 71 получен конкордатный возраст. Выделяется две основных популяции цирконов: 1.7–2.1 млрд лет (два пика на 1.9 млрд лет и на 2.05 млрд лет) и 2.45–2.9 млрд лет (максимум на 2.5 млрд лет). Есть несколько очень древних зёрен с возрастами 3.1 и 3.4 млрд лет. Для этой свиты характерно отсутствие зёрен с неопротерозойскими возрастами, однако, есть несколько зёрен с возрастами из мезопротерозоя (6 зёрен).

Из песчаников чистяковской свиты тасеевской серии было взято две пробы детритовых цирконов, вдоль рек Ангара и Иркинеево. Распределения возрастов в этих пробах значимо отличаются друг от друга. Так,

для пробы, взятой вдоль реки Иркенеево (39 конкордантных зёрен) присутствует крупный кластер цирконов с неопротерозойским возрастом в диапазоне 630–760 млн лет, с максимумом на 650 млн лет. Вторая небольшая группа возрастов имеет палеопротерозойский возраст в диапазоне 1.7–2.05 млрд лет. Для второй пробы, взятой вдоль реки Ангара в районе скалы Гребень (86 конкордантных зёрен), неопротерозойская популяция цирконов имеет более молодой возраст (560–650 млн лет, с ярко выраженным максимумом на 630 млн лет). Палеопротерозойская популяция здесь более представительна, и лежит в диапазоне 1.65–1.95 млрд лет с пиком на 1.75–1.8 млрд лет.

Для мошаковской свиты тасеевской серии также было отобрано две пробы детритовых цирконов, вдоль рек Ангара и Иркинеево. Для пробы вдоль реки Иркинеево (57 конкордантных зёрен) присутствуют две группы цирконов: с возрастами в диапазоне 630–760 млн лет, с максимумом на 675 млн лет и с возрастами 1.7–1.95 млрд лет с максимумом на 1750 млн лет. Для второй пробы, взятой у скалы Гребень вдоль реки Ангара (97 конкордантных зёрен) неопротерозойская группа цирконов мало представительна, лежит в диапазоне 575–900 млн лет с пиком на 880 млн лет. Палеопротерозойская популяция цирконов многочисленна, лежит в диапазоне 1.6–2.1 млрд лет, с максимумом на 1.85 млрд лет. Есть также популяция цирконов неоархейского возраста в диапазоне 2.5–2.5 млрд лет, а также два зерна 3.3–3.4 млрд лет.

В целом, как для чистяковской так и для мошаковской свит характерно практически полное отсутствие цирконов с мезопротерозойскими возрастами. Время накопления отложений тасеевской серии можно ограничить вендом не древнее 580 млн лет.

Для каждой из трёх свит вороговской серии было взято по одной пробе детритовых цирконов. Цирконы из нижней части вороговской серии – североречeнской свиты (86 конкордантных зёрен) представлены неопротерозойской популяцией (диапазон 570–760 млн лет с максимумом в 650 млн лет) и палеопротерозойской популяцией (диапазон 1.7–2 млрд лет с пиками 1.75 и 1.95 млрд лет). Есть два зерна с возрастами 2.4 млрд лет. Для мутнинской свиты (99 конкордантных зёрен), неопротерозойская популяция цирконов имеет возрасты в диапазоне 780–960 млн лет, без ярко выраженного максимума. Палеопротерозойская популяция цирконов представлена двумя кластерами значений возраста: первая в диапазоне 1.75–2.0 млрд лет с максимумом в 1930 млрд лет, и вторая, переходящая в неоархей, в диапазоне 2.25–2.75 млрд лет, с чётким пиком на 2.52 млрд лет. Для сухореченской свиты (107 конкордантных зёрен) хорошо выделяются три группы цирконов. Неопротерозойская группа с возрастами в диапазоне 580–760 млн лет и пиком в 630 млн лет, палеопротерозойская группа с возрастами в диапазоне 1.75–2.1

млрд лет и хорошо проявленным максимумом в 1.85 млрд лет и неоархейская группа с возрастами в диапазоне 2.6–2.8 млрд лет и пиком в 2.62 млрд лет.

В целом, тасеевская и вороговская серии имеют схожее распределение возрастов детритовых цирконов. Можно выделить 3 возрастных группы источников сноса: в неопротерозое с максимумом в 640 млн лет, палеопротерозое с максимумом в 1.85 млрд лет и неоархее в диапазоне 2.6–2.7 млн лет. Схожесть двух выборок цирконов также подтверждается по результатам статистического теста Колмогорова-Смирнова (KStest: N1(тасеевская серия) = 349, N2(вороговская серия) = 292, p-value=0.063). На основании этих данных и результатов Sm-Nd-изотопного исследования, можно судить, что источниками сноса для обеих осадочных серий являлись архейские и палеопротерозойские породы фундамента Сибирской платформы, неопротерозойские магматические и вулканические породы и, возможно, метаморфические образования, проявленные в это время в пределах этой платформы. Сноса обломочного материала с гипотетического орогена в венде в осадочные бассейны юго-запада Сибирской платформы не происходило. Проявление наиболее молодого вулканизма и магматизма на рубеже рифея и венда можно связать с проявлением процессов рифтогенза при раскрытии Палеоазиатского океана [3, 5].

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 18-02-350025, базового проекта ИГМ СО РАН.

Литература

1. *Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И.и др.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U-Pb датирования детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–317.

2. *Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г. и др.* C- и Sr-изотопная хемостратиграфия и U-Pb возраст карбонатных отложений вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского кряжа // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 97–112.

3. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

4. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А. и др.* Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Геология и разведка. 1999. №1. С. 21–35.

5. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований целочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

И.А. Прудников[1]

Структурно-вещественная зональность гипербазитов массива Нурали

Массив Нурали расположен на севере Учалинского района Республики Башкортостан в истоках р. Миасс, в пределах зоны Главного Уральского разлома. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 20 км при ширине от 0.5 до 3–4 км и в плане представляет собой линзовидное тело. Массив тектонически надвинут с востока на комплекс докембрийских отложений и с востока ограничен зоной серпентинитового меланжа. В геологическом строении массива Нурали выделяются ряд сменяющих друг друга с запада на восток структурно-вещественных комплексов (СВК), отвечающих участкам верхней литосферной мантии, переходному комплексу и океанической коре. В данной последовательности сменяют друг друга лерцолитовый СВК и СВК «краевых» дунитов, относящиеся к верхней литосферной мантии и полосчатый (дунит-верлит-клинопироксенитовый), габбровый СВК, относящиеся к низам океанической коры.

Изучение геологического строения массива, геохимических и структурных особенностей слагающих его пород, осуществленное многими исследователями [1–3 и др.] привело к формированию различных взглядов, как на строение массива, так и на генезис гипербазитов. Различная трактовка геологического строения массива связана с неоднозначностью интерпретации структурно-вещественных элементов гипербазитов. По результатам исследования Г.Б. Рудника [1] массив характеризуется вертикальной зональностью с субгоризонтальным залеганием контактов. Вверх по разрезу породы сменяются в следующей последовательности: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты плагиоклазовые, верлиты, пироксениты. При этом автор считает, что дуниты имеют первично-магматическую природу, а все вышележащие комплексы сформировались в позднемагматическую и метасоматическую стадию в результате пироксенизации и фельдшпатизации по ортогональной сети прототектонических трещин. На основе детальных структурно-геологических и петроструктурных исследований Г.Н. Савельева и Е.А. Денисова [2, 3] пришли к выводу о ведущей роли в генезисе ряда лерцолит–гарцбургит–дунит процессов частичного плавления мантийного субстрата и тектоно-мертаморфической дифференциации рестита, а

[1] ФГБУ "ВИМС", Отдел черных, цветных металлов и нерудного сырья, Москва, Россия; prydnukov@gmail.com

пород полосчатого комплекса и габбро – в результате дифференциации выплавки базальтоидного состава.

Проведенные автором в 2018 г. полевые исследования позволили уточнить геологическое строение структурно-вещественных комплексов Нуралинского гипербазитового массива и наметить иной подход к картированию лерцолитового СВК, а также получить комплексные данные по геохимии, петрохимии и петрологии пород. При изучении лерцорлитового СВК массива был применен метод картирования не отдельных породных разностей (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты), а структурно-вещественных зон, в понятие которых помимо породного состава входили структурные особенности (линейность, массивность, содержание пироксенов (истощенность), размерность и форма слагающих минералов, состав и взаимоотношение с жильными телами). На основе полученных данных было установлено, что мантийные породы массива имеют четко выраженную структурную линейность север-северо-западного простирания (пологое 25–30° падение на запад-юго-запад), обусловленную закономерной сменой структурно-вещественных зон в следующем порядке: зона массивных плагиоклазовых лерцолитов, линейных плагиоклазовых лерцолитов линейных бесплагиоклазовых лерцолитов, массивных бесплагиоклазовых лерцолитов, истощенных бесплагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Выделенные структурно-вещественные зоны имеют ряд характерных особенностей свойственных только для них.

Массивные плагиоклазовые лерцолиты представляют собой по совокупности структурно-петрографических данных первичные не преобразованные в ходе мантийных процессов породы верхней литосферной мантии и являются субстратом, по которому развиваются остальные породы СВК. Лерцолиты обладают массивной, реже пятнистой текстурой с относительно равномерным распределением зерен хромшпинели, плагиоклаза и пироксенов. Структура преимущественно гетерозернистая близкая к гранобластовой и порфиробластовой за счет развития крупных кристаллов ортопироксена. Усредненный состав породы представлен: оливин (Ol) 45–70%, ортопироксен (Opx) 20–30%, клинопироксен (Cpx) 10–20%, плагиоклаз (Pl) 3–8%, хромшинелид (CrSp) 2–4%.

Линейные плагиоклазовые лерцолиты представляют собой породы с выраженной минеральной линейностью, образованной срастаниями плагиоклаза и хромшпинели. Линейные плагиоклазовые лерцолиты располагаются на контакте с зонами безплагиоклазовых лерцолитов, формируя переходную зону, характеризующую слабо проявленные преобразования первичных массивных плагиоклазовых лерцолитов под действием мантийных процессов. Линейные агрегаты плагиоклаза и хромшпинели образуют в породе струйчато- и линейно-шлировые образования размером

от 1.5 до 8 см, ориентированные субпараллельно друг другу. Интересно отметить, что столь яркая линейность среди других минералов не отмечается, в связи, с чем предполагается не метаморфическая природа линейности плагиоклаз-шпинелевых агрегатов. Вероятно, последние представляют собой следы миграции расплава в матрице лерцолита. Общий минеральный состав линейных плагиоклазовых лерцолитов принципиально не отличается от массивных разностей, но обладает рядом характерных черт: 1) более масштабное развитие следов миграции расплава, выраженных в формировании червеобразных и амёбовидных удлиненных агрегатов плагиоклаза и шпинели; 2) отсутствие изометричных агрегатов плагиоклаза и шпинели, обладающих симплектитовой и скелетной структурами; 3) значительное количество зерен хромшпинели не ассоциирует с плагиоклазом, образует самостоятельные кристаллы; 4) наблюдается незначительное на первые проценты уменьшение количества пироксенов, Pl до 3% и CrSp до 2–2.5%.

Линейные бесплагиоклазовые лерцолиты не образуют выдержанных линейных зон и представлены участками и фрагментами, расположенными внутри массивных бесплагиоклазовых лерцолитов, представляя собой реликты полностью дефельдшпатизированных линейных плагиоклазовых лерцолитов. Линейные бесплагиоклазовые лерцолиты характеризуются преимущественно приконтактовым положением на границе между массивными бесплагиоклазовыми лерцолитами и линейными плагиоклазовыми лерцолитами. Их характерной особенностью является наличие небольших, длиной не более 2–3 см, линейно-шлировых агрегатов хромшпинелида. Породы характеризуются средним составом: Opx 15–25%, Cpx 10–12%, Ol 50–75%, хромшпинель 1–2%.

Массивные бесплагиоклазовые лерцолиты образуют основную массу пород среди бесплагиоклазовых лерцолитов и в большинстве случаев процессы истощения мантии прекращаются образованием данных пород. Минеральный состав пород представлен: Opx 15–25%, Cpx 10–12%, Ol 50–75%, CrSp 1–2%.

Истощенные бесплагиоклазовые лерцолиты отмечаются преимущественно в центральных частях зон бесплагиоклазовых лерцолитов и характеризуются незначительным содержанием пироксенов на уровне не более 15–18%. Состав и текстурно-структурные особенности истощенных бесплагиоклазовых лерцолитов аналогичны не истощенным разностям.

Гарцбургиты образуют маломощные первые десятки сантиметров реже первые метры оторочки вокруг дайко- и жилообразных тел дунитов на контакте с истощенными безплагиоклазовыми лерцолитами. Распространены крайне локально и часто представленными истощенными разностями с содержанием пироксенов не более 12–15% (клинопироксен не более 2%). Гарцбургиты часто обладают постепенными контактами с истощен-

ными безплагиоклазовыми лерцолитами и резкими с дунитами. Постепенность контактов с лерцолитами обуславливается быстрым снижением количества клинопироксена на расстоянии первых сантиметров. Гарцбургиты обладают среднезернистой структурой и массивной текстурой.

Дуниты образуют жильные, клиновидные и дайкообразные тела протяженностью от первых метров до первых десятков метров и мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Дуниты представлены массивными плотными породами, обладающими гетерозернистой структурой с различным соотношением средне-, крупно- и гигантозернистых участков. Преимущественно развиты крупно-среднезернистые структуры. Дуниты сложены: Ol 95–98% и CrSp 2–3 %, участками повышающейся до 4–5%, редко Cpx (единичные зерна).

СВК характеризуются развитием жильной фазы пород, которая хоть и распространена крайне слабо (единичные жилы и дайкообразные тела), но имеет весьма специфичный для каждой зоны состав. Так, среди плагиоклазовых лерцолитов развиты шпинелевые плагиовебстериты, для бесплагиоклазовых массивных лерцолитов – вебстериты, для истощенных бесплагиоклазовых лерцолитов – гигантозернистые верлиты. Петрохимические, геохимические и структурные особенности пород жильной серии свидетельствуют об их магматическом происхождении (ювенильные и паратектически изменённые расплавы, «законсервированные» в мантии). Микроструктурные особенности пород массива свидетельствуют о развитии масштабных структур перколяции расплава, прожигании им минералов ранних парагенезов, развитии глубокой инкорпорации (следы плавления–растворения) легкоплавких минералов (плагиоклаз, пироксены) и изменении морфологии зерен хромшпинели в ходе частичного плавления.

Совокупность петрохимических, геохимических и минералогических данных свидетельствует о том, что формирование структурно-вещественной зональности гипербазитов массива Нурали проходила за счет одновременно действовавших процессов частичного плавления (деплетирования) и мантийного метасоматоза, вызванных воздействием горячих (1100–1200°C) окисленных (ΔfO_2(QFM) +0,5 – +1,5) островодужных базальт-пикробазальтовых флюидизированных расплавов толеитовой серии на относительно холодную (950–1000°C) восстановленную (ΔfO_2(QFM) -1 – -1,5) мантию плагиоклазовых лерцолитов.

Литература

1. Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М. Наука, 1965. С. 68–100.

2. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. Наука, 1987. 230 с.
3. *Савельева Г.Н., Денисова Е.Е.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале// Геотектоника. 1983. №2. С. 42–57.

И.А. Прудников[1], Е.А. Володина[2], Ал.В. Тевелев[2], А.О. Хотылев[2]

Структурные особенности карбонатов янгантауской свиты (нижняя пермь) как свидетельства сейсмических событий в Предуральском краевом прогибе

Янгантауская свита выделена в пределах Юрюзано-Сылвенской депрессии в 1942 г. Н.Г. Чочиа и В.Д. Наливкиным у подножья г. Янгантау на правом борту р. Юрюзань как пачка мергелей, расположенных среди разреза терригенного флиша [4]. Отложения свиты распространены в ядре Симской мульды и на юге Юрюзано-Сылвенской депрессии, где обнажаются по берегами рек Юрюзань и Ай. Янгантауская свита несогласно перекрывает терригенные флишевые отложения бальзякской свиты и так же несогласно перекрывается карбонатно-терригенными турбидитными отложениями тандакской свиты. Янгантауская свита оцениваемой мощностью от 90 до 250 м, сложена преимущественно битуминозными мергелями с прослоями известняков и отдельными маломощными до 1 м пачками тонкозернистых терригенно-обломочных турбидитов. Битуминозные мергели преимущественно тонкослоистые, реже массивные, содержат от 2–3 до 20–22% $C_{орг.}$ [1, 5]. В западных разрезах свиты нередко описываются пласты органогенно-обломочных известняков с фузулинидами, мшанками и криноидеями, местами фиксируются линзовидные обособления брахиоподовых ракушняков [2]. Битуминозные мергели состоят преимущественно из спикул карбонатных губок, реже скелетов радиолярий, фораминифер, брахиопод, гастропод и двустворчатых моллюсков, отмечаются следы слабой биотурбации.

[1] ФГБУ "ВИМС", Отдел черных, цветных металлов и нерудного сырья, Москва; prydnukov@gmail.com
[2] МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва; ekaterina.volodina2015@yandex.ru, atevelev@yandex.ru, akhotylev@gmail.com

Авторами разрезы янгантауской свиты были детально изучены по правому борту р. Юрюзань в окрестностях д. Мусатово (г. Кантунтау), г. Янгантау и западнее д. Ахуново, а также по правому борту р. Ай севернее д. Юкаликулево и в пределах Симской мульды восточнее д. Илек. Во всех отмеченных разрезах отмечается интенсивная дислоцированность пород, выраженная в образовании складчатых структур различной морфологии, закономерно сменяющих друг друга как по вертикали, так и по латерали. В нижней части дислоцированного слоя отмечаются структуры изоклинальных складок волочения, клиновидных дуплексов сжатия, ассоциирующих с маломощными горизонтами глинистого меланжа, выполняющего поверхность детачмента. Выше располагаются одиночные колчановидные складки, имеющие в разрезе правильную каплевидную форму, расположенные в относительно массивном матриксе мергелей, представляющих вероятно осадочный микстит. Выше расположены системы горизонтальных изоклинальных складок нагромождённых друг над друга в структуру типа книжки. В большинстве случаев данный структурный ансамбль прерывается границей несогласия, выше которой залегает или новая серия дислоцированных пород или маломощная пачка карбонатно-терригенных турбидитов. Однако в ряде случаев не затронутые последующей эрозией структуры оползания наращиваются пачками куполообразно изогнутых часто будинированных известняков или маломощных пачек турбидитов. Последние явно свидетельствуют о развитии процессов течения осадка с его внедрением в межпластовое латеральное пространство. По периферии дислоцированных тел часто наблюдаются образования осадочных брекчий, обычно перекрытых маломощными турбидитными синсобытийными потоками. Вергентность большинства складчатых структур зачастую веерообразно ориентирована от наблюдателя, что вероятно является признаком развития конусов оползания. Вергентность складок указывает на южный, запад-юго-западный и юг-юго-восточный транспорт материала, что подтверждает идею о расположении источников сноса материала на восточном борту Предуральского краевого прогиба [2, 3].

Особенности структуры дислоцированых осадков янгантауской свиты, такие как развитие эшелонированных систем горизонтальных изоклинальных складок, глинистых детачментов, латеральной и вертикальной смены деформационных структур, колчановидных и спиральных складок, развитие кренуляционной линейности крыльев складок сближают их с плейстоценовыми образованиями формации Лисан Мертвого моря, для которых достаточно убедительно доказана оползневая сейсмогенная природа [6–8].

Формирование сложнодислоцированных сейсмогенных структур янгантауской свиты связывается с начальными этапами заложения структуры Каратау в герцинский этап орогении Урала.

Литература

1. *Исмагилов Р.А.* К перспективам сланцевых толщ янгантауской свиты // Геологический вестник. 2018. № 1. С. 79–82.

2. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург, 1997.

3. *Мизенс Г.А., Чувашов Б.И.* О происхождении горизонтов карбонатных пород в сакмарско-артинских отложениях р. Юрюзани // Ежегодник-1984. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985. С. 13–152.

4. *Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л., М.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.

5. *Страхов Н.М., Осипов С.С.* Битуминозные породы р. Юрюзани // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1935. Т. 13. Вып. 1. С. 3–41.

6. *Alsop G.I., Marco S.* Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope // Tectonophysics. 2013. V. 605. P. 48–69.

7. *Alsop G.I., Marco S.* Fold and fabric relationships in temporally and spatially evolving slump systems: A multi-cell flow model // Journal of Structural Geology. 2014. V. 63. P. 27–49.

8. *Alsop G.I., Marco S., Weinberger R., Levi T.* Sedimentary and structural controls on seismogenic slumping within mass transport deposits from the Dead Sea Basin // Sedimentary Geology. 2016. V. 344. P. 71–90.

В.Н. Пучков[1]

Плюмы Урала. Идентификация плюмов в сложнопостроенном складчатом поясе с длительной геологической историей

Распознавание плюмов в истории таких складчатых поясов, как Урал, сопряжено с серьезными трудностями. Тем не менее, в настоящее время на Урале среди рифейских, палеозойских и раннемезозойских комплексов устанавливаются, с большей или меньшей степенью обос-

[1] Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; puchkv@ufaras.ru, puchkv2@mail.ru

нованности, следующие плюмовые комплексы [2, 4–6]: навышский (трахибазальты) – 1750 млн лет, машакский (базальт-риолитовый и пикрит-базальтовый комплексы, рапакиви (А-граниты) габбровый расслоенный, карбонатитовый) 1380 млн лет, аршинский (базальтовый) 706–735 млн лет, кирябинский (габбро-преидотитовый расслоенный) 680 млн лет, кембрийский маньхамбовский (габбро и А-граниты, базальт-риолитовые эффузивы) 540–485 млн лет, ранне-среднеордовикский кидрясовский (субщелочные базальты, риолиты) 475–460 млн лет, позднеордовикский–раннесилурийский ушатский (трахибазальты) 440–450 млн лет, средне-верхнедевонский Кольско-Днепровский (долериты его восточного края) 390–370 млн лет, ранне-среднекаменноугольные малые интрузии Западно-Магнитогорской зоны (файзуллинский, наурузовский, басаевский, утлыкташский, кизильский, худолазовский, улугуртауский комплексы) 360–310 млн лет, и одновозрастные с ними рифтовые эффузивы контрастного состава и связанные с ними интрузивные габбро-гранитные комплексы Магнитогорско-Богданов-ского грабена Центрально-Магнитогорской зоны; позднекаменноугольный калымбаевский комплекс (лампроиты) 308–305 млн лет, пермский габбро-монцодиорит-гранитный степнинский 285–280 млн лет, триасовый трапповый Урало-Сибирский 250–230 млн лет, и, возможно, некоторые другие.

То, что плюмы на Урале стали массово идентифицировать только в последнее десятилетие связано напрямую с неполной информативностью их характеристик [2, 4]. Древние плюмы давно остыли, поэтому сейсмотомография не может их обнаружить. Магматические комплексы, – главные признаки и материальные свидетельства плюмового события, – обычно частично эродированы, и от них остаются только подводящие каналы, частично же скрыты под более молодыми отложениями и надвигами или субдуцированы. Часто они бывают подвержены сильным позднейшим деформациям. Крупные изверженные провинции зачастую подверглись глобальным искажениям, связанным с распадом суперконтинентов и дрейфом их обломков в разных направлениях на большие расстояния. Такие классические черты индивидуальных (единичных) плюмов, как вулканические цепи с регулярным изменением возраста, наиболее характерны для океанической коры, но именно она в первую очередь исчезает в зонах субдукции. Петрохимический облик и геохимические особенности плюмов весьма разнообразны и неоднозначны. Основная часть изверженных пород плюмов отвечает базальтам континентальных траппов и долеритовым дайкам, однако включает также базальты океанических островов (OIB), трахибазальты, пикробазальты, породы расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов,

А-граниты, щелочные, карбонатитовые и кимберлитовые магматические комплексы.

Поэтому необходимо разобраться, какие же признаки следует принимать во внимание при идентификации плюмов.

1. Современная петрология позволяет с помощью дискриминационных диаграмм исключить из рассмотрения надсубдукционные и коллизионные комплексы, отличая их от внутриплитных и рифтовых (имеются в виду активные, плюм-зависимые рифты). Таковы машакские, игонинские комплексы, попадающие в поля рифтовых; ранне-среднекаменноугольные комплексы Магнитогорского мегасинклинория [4, 6]. Однако при более скрупулезном рассмотрении приходится учитывать, что плюмовая активность может маскироваться под субдукционную и коллизионную в случае контаминации исходного расплава или плавления коры под термальным действием исходного мантийного расплава основного состава (Бердяушский плутон, Степнинский комплекс, Маньхамбовский комплекс, Рябиновские граниты и др.) [4, 5]. Следует также учитывать и процессы внутрикамерной дифференциации на пути расплава через кору к поверхности.

2. Современные методики определения изотопного возраста магматических пород позволяют уточнить историю магматических событий и разделить её на дискретные интервалы, и уже из них выбирать плюмовые. Считается, что обычно длительность отдельных суперплюмовых событий, приводящих к образованию КИП, редко превышает 10–15 млн лет [7] При этом, однако, в случае использования U-Pb метода опять же следует учитывать возможность контаминации магматических комплексов древними цирконами, большое количество которых может почти полностью подавлять сигнал комагматических цирконов [1].

3. Достаточная точность современных геохронологических методов позволяет коррелировать магматические события в очень удаленных частях земного шара, а использование палеомагнетизма и других методик восстановления конфигураций древних суперконтинентов [8] – в ряде случаев показать, что магматические комплексы этих событий в момент их образования находились гораздо ближе и могли принадлежать одной Крупной Изверженной Провинции (КИП). Этот подход позволяет отнести к КИП такие их фрагменты как навышские вулканиты Южного Урала и одновозрастные комплексы Балтики, машакский комплекс Башкирского мегантиклинория и одновозрастные дайки восточной окраины Балтики, Игонинский комплекс востока Башкирского мегантиклинория, ордовикские кидрясовский и ушатский комплексы Урала вместе с тасхаяхтахским и суордахским комплексами востока Сибирского континента (в современных координатах). Девонские долеритовые дайки западного склона Урала коррелируются с девонскими

плюмовыми комплексами Балтики, а те в свою очередь, с одновозрастными комплексами Сибирии, образуя КИП [3, 4].

4. В районах, где предполагаемые плюмовые события накладываются на структуры, образованные последним коллизионным событием или одновозрастны с ним, плюмовый характер достаточно надежно устанавливается по независимости размещения магматических комплексов от подстилающих складчато-надвиговых структур (степнинский комплекс, Урало-Сибирский суперплюм, калымбаевский комплекс) [4, 6].

Использование комбинации этих признаков позволяет с определенной вероятностью выявлять среди магматических комплексов те из них, которые порождены плюмовыми процессами, даже если их природа в той или иной мере замаскирована процессами эрозии, осадконакопления, тектонических деформаций, контаминации, сопровождается процессами магматической дифференциации и анатексисом коровых комплексов, отличных от плюмовых по своим геохимическим параметрам.

Литература

1. *Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С.* Находки «древних» цирконов в магматических породах Шатакского комплекса (Южный Урал) и их петрогеническое значение // ДАН. 2018. Вып. 482. № 5. С. 553–557.

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

3. Puchkov V., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N.A. Devonian >2000-km-long dolerite dyke swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF. 2016. V. 138. Is. 1. P. 6–16.

4. *Пучков В.Н.* Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.

5. *Пучков В.Н.* Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. Т. 18. № 5. С. 692–706.

6. *Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Геохимические особенности межплитного плюм-зависимого магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем девоне, карбоне и ранней перми // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 3–23.

7. Ernst R. Large Igneous Provinces. London: Camdridge University Press, 2014. 653 p.

8. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis// Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина[1]

Формирование Тимано-Североуральского сегмента земной коры в докембрии: геохронологический аспект

В докембрийском разрезе Тимано-Уральского региона, в целом, и его Тимано-Североуральской части, в частности, присутствуют архейские и протерозойские образования. При этом степень изученности, в том числе геохронологической, тимано-североуральского докембрия существенно ниже в сравнении с докембрием южных районов Тимано-Уральского региона.

Среди достоверно установленных и предполагаемых архейских стратонов в геохронологическом отношении наиболее хорошо изученным является тараташский гнейсо-гранулитовый комплекс Южного Урала. По результатам U–Pb SHRIMP-II-датирования цирконов, выделенных из гнейсов тараташского комплекса, получен древнейший на Урале палеоархейский возраст — 3504 ± 210 млн лет, совпадающий в пределах наблюдаемых погрешностей с Sm-Nd модельными датировками T_{DM} 3455±39 и 3490±37 млн лет валовых составов тех же самых образцов [1]. Сопоставимые U–Pb (SHRIMP-II)-результаты были получены по цирконам из железистых кварцитов – 3445±260 млн лет [2]. Эти цифры могут указывать на минимальный возраст протолитов гнейсов. Один из наиболее обоснованных возрастных рубежей гранулитового метаморфизма, полученный также по циркону из кварцитов с помощью SHRIMP-II, соответствует значению 2792±86 млн лет [2], что определяет верхний возрастной уровень накопления исходных отложений, как пограничный между мезо- и неоархем. Архейские возрастные метки установлены также для первично-магматических образований александровского гнейсо-мигматитовогоо комплекса Южного Урала – 2696±13 млн лет (циркон, U-Pb метод, SHRIMP-II) [3]. Возраст раннего этапа метаморфизма пород оценивается значением 2081±14 Ма [4].

На севере Тимано-Уральского региона к архейским образованиям относится малыкский гранулито-метабазитовый комплекс Полярного Урала. При U-Pb (SHRIMP-II) датировании цирконов из метабазитов по 18-ти локальным зонам по верхнему пересечению дискордии с конкордией был получен возраст 2736±42 млн лет, который в пределах аналитических погрешностей совпадает с Nd модельной датировкой 2694 млн лет, выполненной по валовому составу образца, из которого были вы-

[1] Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; pystin.48@mail.ru, yuliya_pystina@mail.ru

делены соответствующие цирконы [5]. Эти данные, по мнению цитируемых авторов, подтверждают реальность геологического события на «породном» уровне. Другие достоверные сведения о наличии архейских образований в северной части Тимано-Уральского региона отсутствуют, хотя геологические предпосылки для этого имеются [6].

Палеопротерозойские образования в пределах Тимано-Уральского региона представлены довольно широко. В его северной части они известны на Приполярном (няртинский гнейсо-мигматитовый и неркаюский эклогит-сланцевый комплексы) и Полярном (харбейский гнейсо-мигматитовый и марункеуский эклогит-гнйсовый комплекс) Урале, а также на полуострове Канин (микулкинский кристаллосланцевый комплекс). В последнее время корректно обоснован палеопротерозойский возраст раннедокембрийских метаморфических комплексов Приполярного Урала. Время проявления раннего этапа метаморфизма пород няртинского комплекса оценивается значением 2127±31 млн лет (U-Pb LA-SF-ICP-MS метод), полученным по цирконам из гнейсов [7]. Самая молодая датировка детритового циркона из кварцита 2520±11 млн лет (U-Pb LA-SF-ICP-MS метод) [8]. Эти данные дают основание считать, что терригенный субстрат няртинского комплекса формировался в интервале около 2.5–2.1 млрд лет назад. В неркаюском комплексе наиболее древний возраст метаморфогенных цирконов из слюдистых кристаллических сланцев – 2008–2004 млн лет, а самый молодой возраст детритовых цирконов из этих же пород – 2012–2009 млн лет (U-Pb LA-SF-ICP-MS метод) [9]. Полученные данные указывают на слишком короткий интервал накопления терригенного субстрата метаморфитов. Скорее всего, это не совсем так; детритовые цирконы могут быть частично «омоложенными». Поэтому вопрос требует дальнейшего изучения. Тем не менее, первые результаты U-Pb датирования цирконов неркаюского комплекса вполне определенно свидетельствуют, что ранние метаморфические преобразования пород проявились в палеопротерозое.

В Тимано-Североуральском регионе, в отличие от южных районов Урала, отсутствует полный разрез мезо-неопротерозоя. В этом регионе нет возрастных аналогов нижнемезопротерозойских отложений: выделяемые в стратиграфических схемах стратоны раннемезопротерозойского возраста [10, 11 и др.] на самом деле относятся к палеопротерозойскому кристаллическому основанию [8, 12, 13 и др.]. Спорным остается вопрос о масштабах распространения в Тимано-Североуральском регионе средне- и верхнемезопротерозойских отложений, хотя они выделяются в стратиграфических схемах [10, 11] и показаны на современных изданных геологических картах на Тимано-Канинской гряде и на севере Урала. В последнее десятилетие для решения этого вопроса весьма активно привлекаются U-Pb данные по детритовым цирконам [8,

14–19 и др.]. Они получены для терригенных отложений, залегающих в нижних частях видимого докембрийского разреза Северного, Среднего и Южного Тимана, Северного, Приполярного и Полярного Урала. Все они указывают на то, что начало времени формирования терригенных осадков верхнего докембрия этого региона относится к рубежу мезо- и неопротерозоя, скорее всего, к раннему неопротерозою.

Таким образом, в пределах Тимано-Североуральского региона, скорее всего, отсутствуют полностью или развиты крайне незначительно мезопротерозойские отложения. Их отсутствие может быть объяснено высоким стоянием территории в этот период и нахождением ее во внутренней части Балтики.

Литература

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

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

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

4. *Pystin A., Pystina J.* The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // International Geology Review. 2015. V. 57. Is. 11–12. P. 1650–1659.

5. *Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др.* Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Стуктурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Материалы Международной научной конференции. Екатеринбург, 2008. С. 27–29.

6. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала / А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина, И.Л. Потапов, А.В. Панфилов. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.

7. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б.* Нижний докембрий в структуре палеозоид на Приполярном Урале // ДАН. 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576.

8. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН, № 7. Серия Геология докембрия. 2019. № 2. С. 34–52.

9. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И. и др.* Возраст протолитов и геохронология метаморфизма неркаюского эклогит-сланцевого

комплекса Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 96–107.

10. Рифей и венд европейского севера СССР / *Гецен В.Г., Дедеев В.А., Акимова Г.Н.* и др. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.

11. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.

12. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / *А.М. Пыстин, В.Л. Андреичев, О.В. Удоратина* и др. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 261 с.

13. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.

14. *Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты изотопного датирования детритовых цирконов из кластогенных пород комплексов Протоуралид–Тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала) // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 363–368.

15. *Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.

16. *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж.* U–Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.

17. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов В.А.* Первые результаты U-Pb (LA-ISP-MS)-датирования обломочных цирконов из песчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 589–593.

18. *Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.

19. *Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. и др.* Первые результаты U-Pb LA-SF-ICP-MS датирования детритовых цирконов из среднерифейских (?) терригенных отложений Полярного Урала // ДАН. 2019. Т. 485. № 4. С. 488–492.

Е.П. Развозжаева[1]

Структурная модель Алдано-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы)

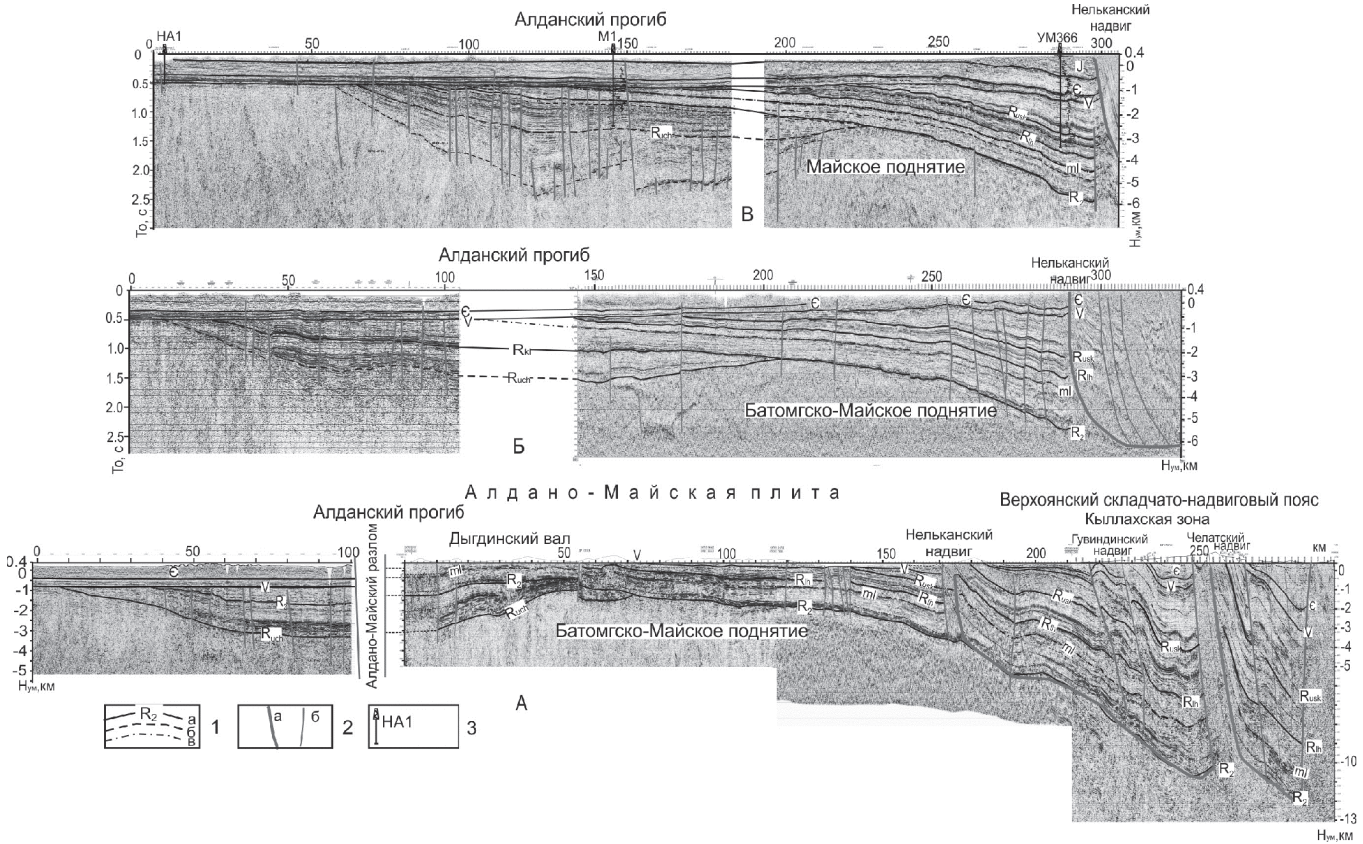
Алдано-Майским осадочным бассейном (АМОБ) названа область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона [2]. Сейсморазведочные работы с целью оценки перспектив нефтегазоносности (2005–2014 гг., ОАО «Якутскгеофизика») проведены в северной части бассейна, где рифейские отложения погружены под более молодыми кембрийскими, а местами юрскими толщами. В южной части бассейна рифейские отложения выходят под эрозионный срез и изучались геологическими методами [2–5 и др.]. После проведения сейсморазведочных работ появилась возможность построения единой структурной схемы бассейна. Для решения этой задачи построена серия поперечных и продольных разрезов, наиболее показательные из них приведены на рис. 1. Из разрезов следует, что АМОБ – это область распространения рифейских отложений, перекрытых комплексами венда, кембрия и юры, продолжающихся за его пределы. Таким образом, бассейнообразующими в АМОБ являются рифейские отложений. Это позволяет оконтурить АМОБ по границам выклинивания рифея. Они прослежены на сейсмических разрезах на западе и севере (рис. 1, 2). На юге рифейские отложения выходят под эрозионный срез, и южная граница проведена по контуру явных и предполагаемых выходов рифея по геологической карте масштаба 1:2500000. Восточное ограничение АМОБ проведено по разломам, разделяющим Кыллахскую и Сетте-Дабанскую зоны южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП).

В осадочном чехле АМОБ отчетливо выделяются две структуры первого порядка, нижнерифейский, и средне-верхнерифейский прогибы (рис. 1). Первый прогиб вытянут в северо-восточном направлении на 700 км при ширине от 70 до 200 км и представлен учурской серией нижнего рифея. Северо-восточная погруженная часть его называется Алданским прогибом, юго-западная носит название Учурской впадины [4]. Она частично эродирована и в современном срезе представлена несколькими прогибами: Алгаминским, Амуликанским и Учурским [3]. Средне-верхнерифейский прогиб называется Юдомо-Майским прогибом (ЮМП) или авлакогеном. Он имеет клинообразную форму: восточный

[1] Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия; rep@itig.as.khb.ru

субмеридиональный борт, и северо-западную границу, практически совпадающую с северо-западной границей нижнерифейского прогиба и бассейна в целом (рис. 2). В длину ЮМП вытянут на 600 км. На юге ширина его около 450 км. ЮМП – асимметричная структура с крутым восточным бортом, где мощность осадочного чехла может достигать 10–12 км, и пологим северо-западным (рис. 1). Восточная часть Юдомо-Майского прогиба значительно деформирована серией субпараллельных меридиональных надвигов мезозойского возраста и на современных тектонических картах относится к Кыллахской зоне ВСНП. Его недеформированная часть имеет собственное название – Алдано-Майская плита. Разделяет структуры первого порядка Майское поднятие [1]. Его формирование, вероятно, началось после отложения учурской серии на рубеже раннего и среднего рифея, возможно, продолжалось и в аимчанское время, поскольку аимчанская серия имеет ограниченное распространение, только в восточной части АМОБ [4, 5]. В воздымание были вовлечены южный и восточный борта нижнерифейского прогиба. Майское поднятие, расширяясь к югу, включает Омнинско-Батомгский выступ фундамента и в работе [1] названо Батомгско-Майским поднятием. Следующий этап осадконакопления связан с формированием Юдомо-Майского прогиба. Его депоцентр располагался недалеко от восточной (возможно первоначально юго-восточной) границы бассейна. В его основании лежат среднерифейские серии, аимчанская и керпыльская. Керпыльская серия наиболее широко распространена по площади (рис. 1, 2). На ней без видимого углового несогласия залегают лахандинская и уйская серии верхнего рифея. Мощность всех перечисленных серий к востоку возрастает, причем значительно на последних десятках километров. На схемах по результатам сейсморазведочных работ площадь с увеличенными мощностями рифея имеет собственное название – Майский прогиб. В предвендское время произошли значительные тектонические события, выразившиеся в воздымании и пенепленизации территории бассейна. Все рифейские комплексы претерпели размыв своих западных границ. На сейсмических разрезах видно, что асимметричность ЮМП обусловлена и сокращением мощности рифейских отложений в западном направлении, и их предвендским размывом. Вендские отложения плащеобразно перекрывают большую часть территории АМОБ и уходят далеко за его пределы, знаменуя новый этап осадконакопления, обусловленного обширной морской трансгрессией.

Построенная модель дает возможность целенаправленно планировать дальнейшие исследования на нефтегазоностность бассейна, а также использовать ее для уточнения эволюции юго-востока Сибирской платформы.


Алданский прогиб
Нельканский надвиг
НА1
М1
УМ366
Майское поднятие
В
Алданский прогиб
Нельканский надвиг
Батомгско-Майское поднятие
Б
А л д а н о - М а й с к а я п л и т а
Верхоянский складчато-надвиговый пояс
Кыллахская зона
Алданский прогиб
Алдано-Майский разлом
Дыгдинский вал
Нельканский надвиг
Гувиндинский надвиг
Челатский надвиг
Батомгско-Майское поднятие
А
1
2
3
км

← **Рис. 1.** Сейсмостратиграфические глубинный (А) и временные (Б, В) разрезы, демонстрирующие строение Алдано-Майского осадочного бассейна вкрест его простирания (по материалам ОАО «Якутскгеофизика» с дополнениями и изменениями). Положение линии разрезов показано на рис. 2.

1 – отражающие горизонты и их индекс: *а* – уверенные, *б* – предполагаемые, R_{uch} – подошва учурской серии нижнего рифея, RF_2 – подошва среднего рифея, R_{lh} – подошва лахандинской серии верхнего рифея, R_{usk} – подошва уйской серии верхнего рифея V - подошва венда, Є - подошва кембрия, J – подошва юры; *в* – опорный отражающий горизонт, приуроченный к подошве малгинской свиты среднего рифея; *2* – разломы, *а* – основные, *б* – второстепенные; *3* – скважина и ее название, НА1 – Нижнеамгинская 1, М1 – Мокуйская 1, УМ366 – Усть-Майская 366; $H_{ум}$ – глубина от уровня моря

Литература

1. *Берзин А.Г., Оболкин АП., Севостьянов С.Ю., Егошин А.А., Дьяконова В.А.* Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 21–26.

2. *Варнавский В.Г.* Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 2. С. 82–102.

3. *Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е.* Металлогения урана Дальнего Востока России / Отв. ред. Н.П. Романовский. М.: Наука, 2006. 372 с.

4. *Семихатов М.А., Серебряков С.И.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.

5. *Хоментовский В.В.* Актуальные вопросы стратиграфии неопротерозоя в Сибирском гипостратотипе рифея // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 5. С. 529–545.

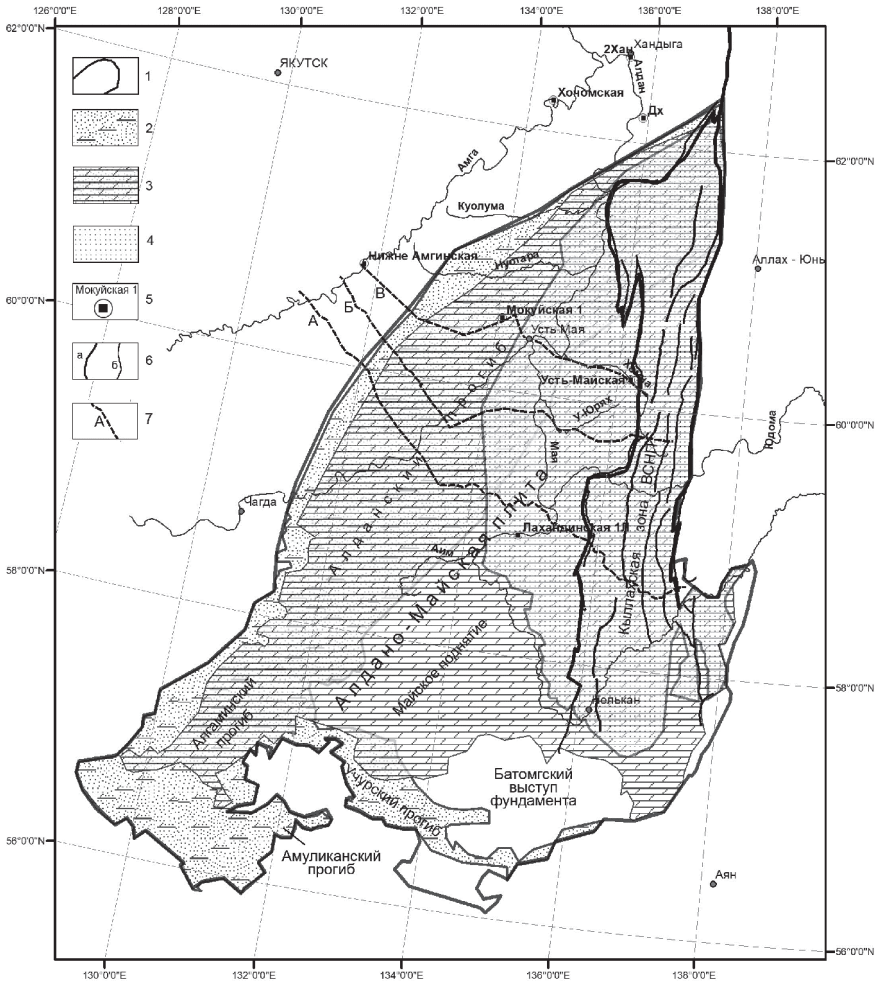


Рис. 2. Структурная схема Алдано-Майского осадочного бассейна. *1* – граница бассейна; 2–4 – площади распространения: *2* – учурской серии нижнего рифея, *3* – среднего рифея, *4* – верхнего рифея; *5* – скважина и ее название; *6* – разломные зоны: *а* – граница Кыллахской зоны ВСНП, *б* – надвиги; *7* – линии сейсмических разрезов

Ю.Н. Разницин[1], **Г.Н. Гогоненков**[2], **Ю.А. Загоровский**[3], **В.А. Трофимов**[4]

Масштабы, каналы, механизмы и природа углеводородной дегазации Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна

По материалам сейсморазведки в пределах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна установлены и классифицированы флюидодинамические аномалии сейсмической записи разных типов, свидетельствующие о миграции УВ газов.

Наиболее явными свидетельствами миграции газов на месторождениях северной части Западной Сибири являются аномальные кольцевые зоны (АКЗ) – разновидность труб дегазации (gas chimney) [4]. На сейсмических временных разрезах МОГТ 3D они отображаются как локальные зоны прогибания отражающих горизонтов в палеозой-триасюрских отложениях, которым соответствуют антиклинальные перегибы по вышезалегающим горизонтам (рис. 1). Наблюдаемое на сейсмических временных разрезах прогибание юрских и более глубоких горизонтов, обусловлено резким уменьшением скоростей сейсмических волн, связанным с газонасыщением и аномально высоким АВПД. АКЗ – это действующие сегодня газовулканические аппараты центрального типа, а регистрируемое на месторождениях АВПД есть следствие постоянной подпитки залежей потоками глубинных газов. Скважинами, вскрывшими центральные части АКЗ, выявлены газовые залежи в отложениях сеномана, неокома и юры.

Отличный от АКЗ и труб дегазации имидж зон миграции углеводородов представлен каналами прорыва углеводородов. Именно благодаря деятельности таких каналов в залежах может формироваться АВПД и происходить естественное восполнение запасов. Особое место среди подобных каналов принадлежит глубинным надвигам – наклонным отражающим горизонтам, секущим палеозойский фундамент вплоть до поверхности М и мезо-кайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирского бассейна [11].

На базе значительного объема сейсмических данных 3D на территории Западно-Сибирского бассейна доказано наличие крупной зоны раз-

[1] ФГБУН Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия; razn46@mail.ru
[2] ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия
[3] ООО Газпром геологоразведка, Тюмень, Россия
[4] АО Центральная геофизическая экспедиция, Москва, Россия

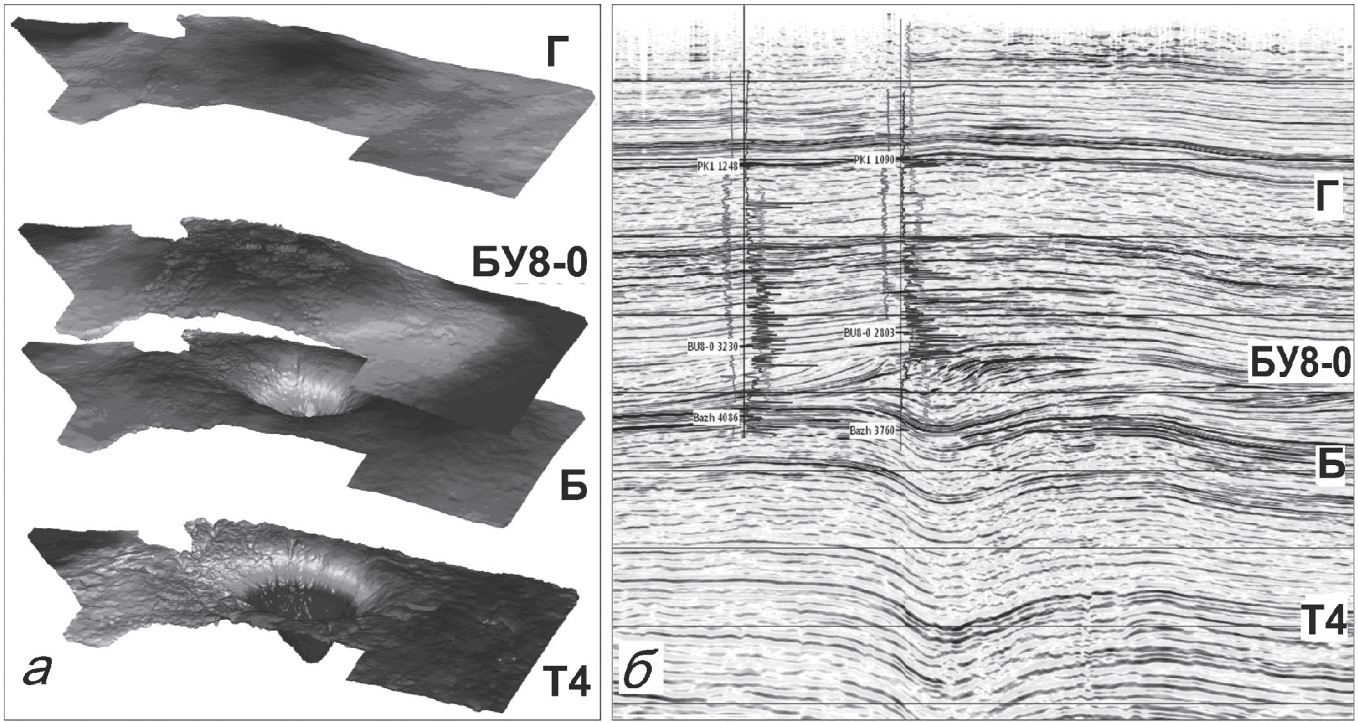


Рис. 1. Изохронные поверхности отражающих горизонтов (а) и сейсмический временной разрез через Юрхаровское нефтегазоконденсатное месторождение (б).

G – кровля сеномана; BU8-0 – репер в толще неокома; B – кровля верхней юры; T4 – кровля нижней юры. Интервал осадочного чехла 0–4500 мс

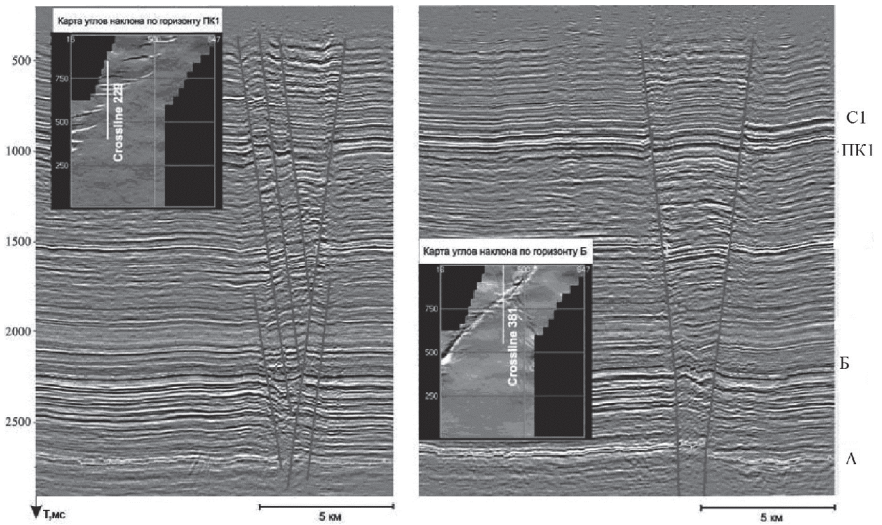


Рис. 2. Типичные сейсмические разрезы из съемки 3D на Северо-Комсомольской площади, вмещающей крупное нефтегазоконденсатное месторождение.

В малых окнах показано положение разрезов на картах углов наклона по опорным сейсмическим горизонтам ПК1 и Б. Горизонт А – кровля палеозойского фундамента на глубине 4000 м, горизонт Б – баженовский горизонт – граница юрских и меловых отложений, горизонт ПК1 – кровля сеномана, горизонт С1 – верхи меловых отложений на глубине 800 м

вития неоген-четвертичной системы малоамплитудных горизонтальных сдвигов в толще фундамента. Эти сдвиги вызывают сложные пликативные и дизъюнктивные дислокации всего юрско-мелового осадочного чехла, вмещающего многочисленные месторождения нефти и газа, и создают мощные каналы для вертикального перемещения флюидов [2] (рис. 2). Выявленные сейсмическими исследованиями 3D в пределах всего Западно-Сибирского бассейна вертикальные каналы гидравлической связи значительной части палеозойского фундамента со всем юрско-меловым осадочным чехлом, позволяют обосновать существование глубинного источника углеводородов, обеспечивающего питание гигантских залежей по каналам структур сдвига.

Кроме рассмотренных выше флюидодинамических аномалий, выявленных сейсмическими методами, большая роль в формировании залежей УВ в осадочном чехле и в фундаменте Западной Сибири принадлежит глубинным разломам, в первую очередь триасовым рифтам, способствовавшим вторжению глубинных абиогенных углеводородных

флюидов в осадочный чехол. Для Западной Сибири характерно наличие поясов нефтегазонакопления, расположенных вблизи крупных триасовых рифтов и зон их пересечений [6]. Также установлено, что главные месторождения нефти приурочены к бортам триасовых рифтов. Это вызвано тем, что рифты дренируют верхнюю мантию бассейна [5] и, как мы полагаем, его фундамент.

Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что уникальный углеводородный потенциал Западно-Сибирского бассейна сформировался в надсубдукционной геодинамической обстановке и обусловлен, в основном, мощным углеводородным потоком абиогенного происхождения, возникшим за счет коровой низкотемпературной серпентинизации верхнемантийных образований ордовикского задугового бассейна, находившегося на месте современной Западной Сибири, в процессе диффузного сухого спрединга и глубинной высокотемпературной антигоритовой серпентинизации перидотитов в мантийных клиньях над зонами субдукции [8–10].

В заключение необходимо отметить, что в последнее время появляется все больше данных о том, что серпентинизация абиссальных перидотитов в палео- и современных надсубдукционных областях является мощнейшим фактором, ответственным за образование углеводородов [3, 7, 9]. Сегодня эти серпентиниты рассматриваются в качестве гигантской фабрики по выработке нефти [12].

Литература

1. *Валяев Б.М.* Углеводородная дегазация Земли, геотектоника и происхождение нефти и газа (признание и развитие идей П.Н. Кропоткина) // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина). М.: ГЕОС, 2012. С. 20–42.

2. *Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И.* Сдвиговые деформации в чехле Западно-Сибирской плиты и их роль при разведке и разработке месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 3. С. 384–400.

3. *Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Силантьев С.А. и др.* Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 1–13.

4. *Загоровский Ю.А.* Роль флюидодинамических процессов в образовании и размещении залежей углеводородов на севере Западной Сибири. Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 2017. 23 с.

5. *Иванов К.С., Лац С.А., академик РАН Коротеев др.* Главные причины закономерности размещения месторождений нефти Западно-Сибирской платформы // ДАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 285–288.

6. *Нежданов А.А., Огибенин В.В., Смирнов А.С.* Нефтегазоносность Западно-Сибирского бассейна с позиций глубинного генезиса углеводородов

// Тезисы докл. Материалы Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти «Современное состояние теории происхождения, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти (1-ые Кудрявцевские чтения)» М.: ЦГЭ, 2012. С. 317–322.

7. *Разницин Ю.Н.* Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.

8. *Разницин Ю.Н.* Новая геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Материалы LI Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов». Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 159–162.

9. *Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Федонкин М.А.* Углеводородный потенциал палео- и современных надсубдукционных областей: тектонический, геодинамический, минералого-геохимический и биохимический аспекты // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 2. С. 3–16.

10. *Савельева Г.Н., Разницин Ю.Н., Меркулова М.В.* Метаморфизм перидотитов в мантийном клине над зоной субдукции: гидратация в литосферной мантии // ДАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 62–64.

11. *Трофимов В.А.* Глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ нефтегазовых территорий. М.: ГЕОС, 2014. 202 с.

12. *Manuella F.C., Scribiano V., Carbone S.* Abyssal serpentinites as gigantic factories of marine salts and oil // Marine and Petroleum Geology. 2018. V. 92. P. 1041–1055.

А.А. Разумовский[1], И.А. Новиков[2], С.В. Рудько[1], Н.Б. Кузнецов[1], Ю.В. Яшунский[1]

U-Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал)

Отложения венда северного, северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы характеризуются относительно однообразным строением, большой мощностью, но фрагментарной обнаженностью. С этим связаны сложности региональной литостратиграфической корреляции этих отложений. Глобальную корреляцию и возраст указанных образований определяют локальные находки иско-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] ООО «Глаукон», Москва, Россия

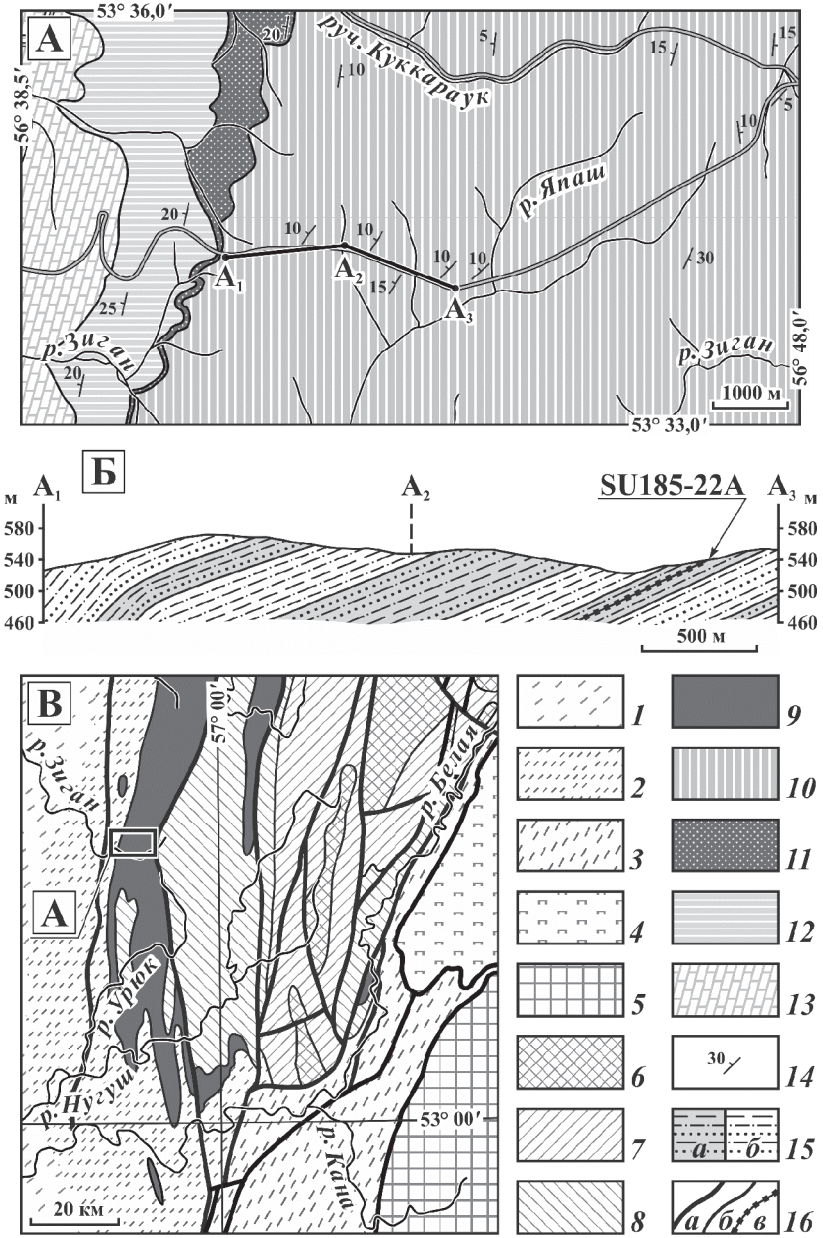


Рис. 1. Положение места отбора пробы на абсолютный возраст. Составлено с использованием данных [2]. А – схема геологического строения бассейна верхнего течения р. Зиган. Б – схематический геологический разрез по ли-

нии A_1–A_2–A_3. Гипсометрическая кривая соответствует сглаженному относительно рельефа профилю дорожного полотна. В – структурно-геологическая схема ЮЗ фрагмента Башкирского поднятия и его обрамления. Здесь и далее все координаты даны в системе WGS′84.

1–3 – палеозойские осадочные комплексы: *1* – восточного края Волго-Уральской антеклизы Русской плиты и Предуральского краевого прогиба, *2* – Западно-Уральской зоны внешней складчатости и Башкирского поднятия, *3* – Зилаирского синклинория; *4* – Кракинский аллохтон; *5* – Уралтауский антиклинорий; *6–8* – рифей: *6* – нижний, *7* – средний, *8* – верхний; *9–12* – ашинская серия венда: *9* – неразделенная; *10* – басинская свита, *11* – куккараукская свита, *12* – зиганская свита; *13* – девонско-каменноугольные терригенно-карбонатные отложения; *14* – падение слоистости; *15* – песчаники, алевролиты, алевропелиты и аргиллиты басинской свиты: *а* – обнаженные в дорожных выемках, *б* – не обнаженные; *16*: *а* – тектонические границы, *б* – геологические границы, *в* – прослои пепловых туфов – туфоалевролитов

паемых остатков эдиакарской фауны и туфовых горизонтов, для которых удается получать геохронологические данные.

Для пород ашинской серии Башкирского мегантиклинория до сегодняшнего дня была получена лишь одна датировка туфов, в разрезе у г. Усть-Катав, где отсутствуют маркирующие конгломераты куккараукской свиты и литологически схожие образования басинской и зиганской свит не расчленяются однозначно. Поэтому полученный возраст 547.6±3.8 млн лет [3] различными исследователями интерпретируется как соответствующий басинскому [1], либо зиганскому времени [3, 2].

Нами изучен разрез басинской свиты вдоль нового участка трассы Стерлитамак – Белорецк на участке Макарово – Кулгунино. На данной широте породы басинской и зиганской свит разделены маркирующим горизонтом куккараукской свиты (рис. 1). Туфовый прослой, мощностью до 7 см, обнаженный в северном борту придорожной выемки, незначительно выше дорожного полотна, был опробован нами в точке с координатами 53°34,053′ с.ш., 56°43,555′ в.д.

Туфовый горизонт имеет циклическое строение и образован, вероятно, продуктами двух вулканических пароксизмов. Цикл, соответствующий первому пароксизму, представлен в основании фрагментарным прослоем пестрой красновато-серой слабо литифицированной тефры, зеленовато-серым туфопелитом в средней части и яркими (фиолетовыми, розоватыми, оранжевыми) щебенчатыми туфоалевролитами в верхней. Тефра (мощность до 4–5 мм), характеризуется выдержанным размером частиц 0.3–0.6 мм (для слюд до 1 мм), представленными: КПШ (40–60%), слюдами (биотит и флогопит 15–20%), плагиоклазом (10–25%) и хлоритизированным вулканическим стеклом (15%). Среди акцессорных минералов обнаружены титаномагнетит, апатит и циркон. Валовый полуколичественный химический анализ вещества тефры (СЭМ-

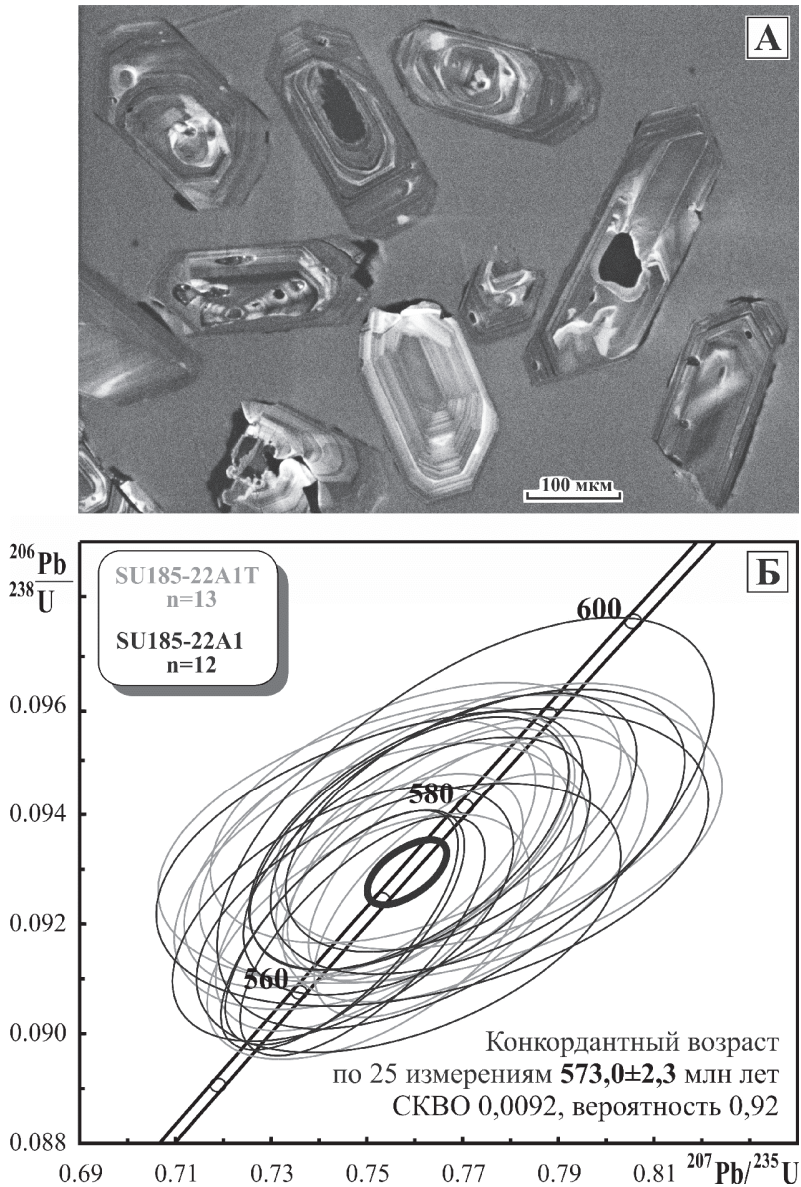


Рис. 2. Результаты изучения цирконов. А – изображения интенсивности катодолюминесценции типичных зерен циркона. Б – на диаграмме приведена конкордия и эллипсы ошибки (2σ) измерений. Эллипс жирной линией – результирующая оценка максимального возраста времени образования пород верхнебасинской подсвиты басинской свиты ашинской серии

ЭДС) свидетельствует о щелочном характере источника пеплового материала. Суммарная мощность пород второго ритма составляет до 3.5 см, базальный тефровый прослой отсутствует.

Из базального тефрового слойка была отобрана проба SU185-22A1T, из 54 г которой было выделено более сотни кристаллов цирконов. Остальные части туфовой линзы отбирались в единую пробу с номером SU185-22A1, из 0.5 кг которой также были выделены около сотни кристаллов цирконов. Цирконы характеризуются пирамидально-призматическим габитусом, умеренно удлиненные, с тупой пирамидой в огранке, кристаллы других типов в пробах отсутствовали. Осцилляционная зональность кристаллов, выявленная методом катодолюминесценции (рис. 2А), свидетельствует об их магматическом происхождении. Изучение U-Pb изотопной системы цирконов проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном зонде SHRIMP-II. Для исследования были отобраны зерна с минимальным количеством трещин, включений и метамиктных зон. Полученные результаты для двух проб могут быть обсчитаны единым конкордантным кластером (рис. 2Б) с возрастом **573.0±2.3 млн лет**, со СКВО 0.0092 и вероятностью конкордантности 0.92.

Полученная датировка пород бассинской свиты указывает на более древний возраст ранее обнаруженных в ней макроископаемых Kuckaraukia multituberculata [2] по сравнению с имеющими глобальное распространение вендскими фоссилиями, описанными в разрезах Юго-Восточного Беломорья и сылвицкой серии Среднего Урала [1].

С начала басинского времени фиксируется резкая смена основного источника сноса, характеризующаяся как изменением минерального состава фракций, так и состава пород в целом. Данный рубеж обычно представляется как начало тиманского орогенеза на уральской окраине Балтики, а вышележащие образования – как моласса его форландового бассейна [2]. Полученная нами датировка может быть интерпретирована как верхняя возрастная граница времени начала тиманского орогенеза для Южного Урала.

Литература

1. *Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В.* Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 520–542.

2. *Разумовский А.А.* Венд Урала // Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. Ред. А.Ю. Иванцов. М.: ПИН РАН, 2018.

3. *Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., et al.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 16–30.

С.В. Рассказов[1,2], И.С. Чувашова[1,2], Т.А. Ясныгина[1], Е.В. Саранина[1]

Продольная смена транстенсии коры и вязкой мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре

Японско-Байкальский геодинамический коридор – главная структура активизации коры и вязкой мантии Азии на новейшем геодинамическом этапе [1]. Эффективное растяжение коры на восток-юго-восточном и запад-северо-западном окончаниях геодинамического коридора обозначилось образованием, соответственно, Япономорской и Байкальской впадин. Кора Япономорской впадины растягивалась вследствие взаимодействия плит Тихого океана с окраиной Азии, отразившегося в задуговом спрединге, сопровождавшем быстрое вращение островов Японского архипелага около 15 млн лет назад [3]. От начальной структуры геодинамического коридора (Япономорской впадины) развивался фланговый Сахалин-Хоккайдо-Япономорский транстенсионный сегмент [2]. Распространение динамики Япономорского бассейна на весь геодинамический коридор способствовало максимальному движению материала вдоль его оси и обеспечивало механизм осевого затягивания материала с флангов с образованием структур углового сочетания транстенсионных сегментов и расплавных аномалий. Растяжение в Байкальской впадине было производным тектонических напряжений, создававшихся в литосфере Японско-Байкальского геодинамического коридора не только в результате межплитного взаимодействия на востоке Азии, но и вследствие движения Стабильной Азии на восток-юго-восток. Байкальская впадина унаследовала зону раннепалеозойского коллизионного взаимодействия докембрийских террейнов с краем Сибирского палеоконтинента.

Вдоль оси коридора на восток-юго-восток от Байкала эффективность растяжения коры снижалась, но благодаря дифференцированным движениям в вязкой мантии создавались условия для генерации расплав-

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; rassk@crust.irk.ru
[2] Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

ных аномалий. В региональной Витимо-Удоканской структуре, пространственно связанной с Витимским бассейном, деформации коры в субмеридиональном Ципа-Муяканском и субширотном Муя-Удоканском транстенсионных сегментах гармонично сочетались с взаимосвязанной (противофазной) импульсной активностью последних 16 млн лет Витимской и Удоканской расплавных аномалий. Магматические импульсы рождались в подлитосферных источниках Витимской расплавной аномалии осевой части геодинамического коридора и передавались к литосферным источникам его периферической Удоканской аномалии с квазипериодичностью 2.5 млн лет [1].

Подобное снижение эффективного растяжения коры вдоль оси коридора имело место к западу-северо-западу от Японского моря. В Северо-Восточном Китае транстенсионные сегменты коры не получили развития, но в результате деформаций вязкой мантии образовалось угловое сочетание цепочек расплавных аномалий, трассирующих региональную транстенсионную структуру Усю (Учагоу-Сюнке), пространственно связанную с бассейном Сунляо. Структура Усю обозначена северо-северо-восточной ветвью вулканических полей Учагоу, Халаха и Нуоминхе и запад-северо-западной ветвью полей Менлу, Сюнке, Куербин и Амурзет. Обе ветви структуры Усю маркируются ассоциациями калинатровых и натровых пород базанит-трахибазальтового и андезит-андезибазальтового состава смешанного мантийно-корового происхождения. Протяженность ветвей – 450–500 км. С развитием расплавных аномалий транстенсионной структуры Усю сопряжено образование расплавных аномалий зоны Удаляньчи, занимающей по отношению к структуре Усю секущее положение. Расплавные аномалии зоны Удаляньчи отличаются от расплавных аномалий структуры Усю калиевым составом извергнутых магм и меньшей протяженностью (около 230 км). Вулканические поля Удаляньчи и Еркешан субмеридиональной зоны Удаляньчи сложены лавами низко- и умеренно-Mg состава. Эти поля относятся к расплавному фрагменту WEK (Wudalianchi, Erkeshan, Kelou), северное вулканическое поле которого (Келуо) характеризуется распространением высоко-Mg оливиновых лейцититов. Вблизи поля Келуо находится поле Менлу структуры Усю, обозначающее разрыв зоны Удаляньчи, по которому ультракалиевый вулкан Сяогулихе обособился от фрагмента WEK. Расплавная структура Усю была активной с 10 млн лет назад, зона Удаляньчи – с 5 млн лет назад.

Наряду с региональными транстенсионными структурами (Витимо-Удоканской и Усю), механизм осевого затягивания обусловил развитие в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре локальных расплавных аномалий с угловым перераспределением выплавок. Новые данные, полученные авторами, свидетельствуют о перераспределении

активности в расплавной аномалии Удаляньчи из субмеридионального литосферного разрыва в север-северо-восточный в течение последних 2.5 млн лет. Сначала, 2.5–2.0 млн лет назад, излились низко-Mg лавы источников Лаошантоу и Гелацю вязкой мантии, вскрытых субмеридиональным разрывом. U–Pb-изотопная система этих источников была замкнута около 1.884 млрд лет назад. В интервале 1.3–0.8 млн лет назад расплавная аномалия расширилась с вовлечением в плавление разновозрастного материала окружающей гетерогенной мантии. В интервале последних 0.6 млн лет резко выделилось север-северо-восточное ограничение расплавной аномалии извержениями низко-Mg лав на вулканах Северный Гелацюшан и Уэйшан из источников вязкой мантии, одновозрастной источникам Лаошантоу и Гелацю. Одновременно поступали умеренно-Mg лавы из источника Молабу, представленного материалом конвектирующей мантии в продуктах извержений вулкана Молабушан. Другие вулканы расплавной аномалии Удаляньчи извергали смешанный материал разных источников.

Мы приходим к заключению о том, что при снижении эффективности растяжения коры Японско-Байкальского геодинамического коридора от его окончаний к центральной части, дифференцированные движения в вязкой мантии создавали условия для импульсного перераспределения активности расплавных аномалий в региональных и локальных угловых структурах транстенсии с общей квазипериодичностью 2.5 млн лет.

Работа выполнена при финансировании РНФ (грант 18-77-10027).

Литература

1. *Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen* Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. № 3. P. 435–440.

2. *Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B11. P. 22.237–22.259.

3. *Otofuji Y-I.* Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 229–249.

А.О. Ращупкина[1], Е.П. Дубинин[1,2], А.Л. Грохольский[2]

Физическое моделирование особенностей структурообразующих деформаций при разделении Индии и Австралии

На основе анализа геолого-геофизических данных и моделей реконструкции положения Индии и Австралии [2, 3] на стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу выявлены особенности строения и эволюции литосферы в северо-восточной части Индийского океана. В частности, проиллюстрировано, что ранние этапы разделения Индии и западной Австралии характеризуются продвижением рифтовой трещины с севера на юг, сопровождаемым формированием трапповой провинции Радж Махал и началом функционирования горячей точки Кергелен (124 млн лет назад) на молодой пассивной окраине Индии. Это привело к перескокам оси спрединга в сторону континентальной окраины и отделению от нее микроконтинентальных блоков Голден Драк и Батавия, расположенных в настоящее время в котловине Вартон. В то же самое время, развитие рифтовой трещины и молодого центра спрединга в области разделения Индии и Антарктиды привело к отделению от Индии микроконтинента Элан, который располагается в настоящее время вблизи плато Кергелен в котловине Эндерби.

Развитие рифтовой трещины происходило в пределах гетерогенной литосферы единого Индо-Австрало-Антарктического блока, сложенной древними архейскими блоками, разделенными рифтогенными структурами Маханади и Годавари [2, 5]. Сложная эволюция литосферы на ранних стадиях развития этого региона отразилась на строении пассивной окраины восточной Индии, в пределах которой выделяются разновозрастные участки с рифтогенной гиперрастянутой континентальной корой, а также участки, подвергнутые сдвиговым деформациями [5].

Целью работы является выявление на основе метода физического моделирования особенностей структурообразования при разделении Индии и Австралии на ранних стадиях перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

Экспериментальные исследования проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [1, 6]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему,

[1] Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; anastastasiaforo@gmail.com, edubinin08@rambler.ru
[2] Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия; andregro@mail.ru

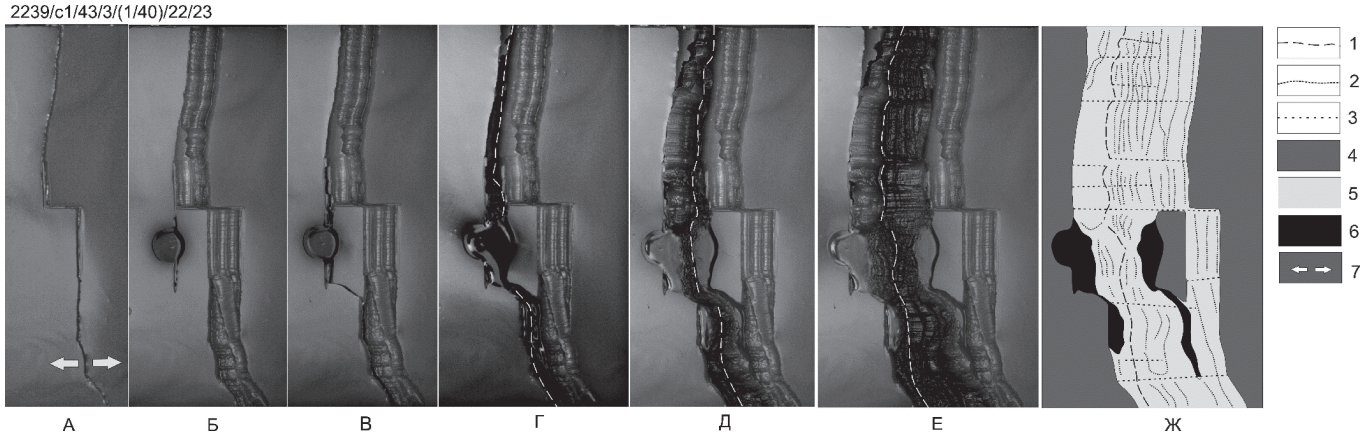


Рисунок. Физическое моделирование условий формирования микроконтинентов в результате перескока оси спрединга в сторону молодой пассивной окраины восточной Индии, подвергнутой воздействию горячей точки. (А–Ж) – стадии эволюции (вид сверху).

1 – действующая ось спрединга; *2* – границы между аккреционными валами; *3* – зоны поперечных смещений. Для Ж: *4* — модельная континентальная литосфера; *5* – модельная океаническая литосфера; *6* – излияния расплава; *7* – направление растяжения

основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Воздействие горячей точки осуществлялось с помощью разработанного в лаборатории локального источника нагрева (ЛИН), помещенного в пределы модельной астеносферы. С помощью ЛИН можно варьировать интенсивность теплового воздействия горячей точки и плавление модельного вещества.

Эксперименты проводился в несколько этапов. На начальной стадии в веществе вырезались трещины определенной геометрии, соответствующей природной дораскольной конфигурации и имитирующие рифтовые трещины (рисунок, А). Затем проводилось наращивание модельной океанической литосферы. Далее включался ЛИН, имитирующий действия плюма Кергелен (рисунок, Б). В некоторых случаях возле образовавшейся магматической провинции вырезалась трещина, имитирующая структурную неоднородность в дораскольной модельной литосфере (рисунок, Б, В). В процессе дальнейшего растяжения происходил перескок оси спрединга в сторону континентальной окраины (рисунок, Г), аккреция новой океанической коры и разделение магматической провинции (рисунок, Г, Д), и в процессе дальнейшей аккреции океанической коры – удаление микроконтинентального блока от материнского континента (рисунок, Е, Ж). Таким образом, физическое моделирование на примере развития северо-восточной части Индийского океана показало возможность перескока оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины Индии, подвергнутой воздействию горячей точки Кергелен и последующее отделение микроконтинентальных блоков Голден Драк и Батавия. Сравнение результатов физического моделирования с существующими моделями формирования погруженных микроконтинентальных блоков и краевых плато в северо-восточной части Индийского океана дает хорошее соответствие.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

Литература

1. *Шеменда А.И*. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т. 10. С. 10–19.

2. *Collins A.S., Clark C., Plavsa D*. Peninsular India in Gondwana: The tectonothermal evolution of the Southern Granulite Terrain and its Gondwanan counterparts // Gondwana Research. 2014. V. 25. N 1. P. 190–203.

3. *Gibbons A., Barckhausen U., Bogaard P., Hoernale K., Werner R., Whittaker J., Müller D*. Constraining the Jurassic extent of Greater India: Tectonic evolution of the West Australian margin // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. V. 13. N 5. P. 25.

4. *Olierook H. K.H. Jiang Q., Jourdan F., Chiaradia M*. Greater Kerguelen large igneous province reveals no role for Kerguelen mantle plume in the continental breakup of eastern Gondwana // Earth and Planetary Science Letters. 2019. V. 511. P. 244–255.

5. *Sinha S.T., Nemčok M., Choudhuri M., Sinha N., Rao D.P*. The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: the East India–Elan Bank case study // Geological Society London. Special Publications. 2015. V. 431. N 1. P. 95–123.

6. *Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // Journal Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 9137–9153.

Ю.Л. Ребецкий[1]

Глобальное поле тектонических напряжений, особые закономерности и их соотношения с глубинными процессами

На основе тектонофизических методов инверсии напряжений из сейсмологических данных о 43664 фокальных механизмах землетрясений каталога Global CMT (https://www.globalcmt.org) для верхнего слоя литосферы 0–60 км (условная кора) создана мировая карта напряжений. Расчет напряжений выполнялся программой STRESSseism по алгоритму МКА в его новом варианте, позволяющим работать в едином режиме, но с разным масштабом усреднения напряжений, в сейсмоактивных районах с существенно разной плотностью эпицентров очагов землетрясений. Расчеты выполнялись по сетке 0.1*0.1 градус (76400 точек расчета напряжений). Результаты расчета компонент тензора в виде ориентации напряжений наибольшего горизонтального сжатия представлен на рис. 1.

Анализ результатов реконструкции напряжений позволяет выделить следующие закономерности:

1) Зоны океанского спрединга характеризуются ориентацией напряжений максимального горизонтального сжатия, как правило, параллельной их простиранию. Имеются также отдельные участки зон спрединга, где оси этих напряжений ориентированы косо (углы порядка 20–30º). Исключение из этого правила составляет арктическая зона спрединга. Здесь оси максимального горизонтального сжатия на нескольких

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

участках вблизи полюса почти ортогональны простиранию оси хребта. Небольшое число данных о напряженном состоянии за пределами зоны спрединга показывает, что здесь оси максимального горизонтального сжатия становятся ортогональными простиранию зоны (например, Индийская плита вблизи Западного фланга Зондской дуги).

2) Зоны спрединга практически никогда не представлены единым геодинамическим режимом и сочетают на разных участках напряженное состояние горизонтального растяжения или горизонтального сдвига (например, Антарктическая зона и Атлантическая в южном полушарии). Наиболее длинные и непрерывные участки горизонтального растяжения в северном полушарии Атлантической зоны спрединга не превышают 1500–2000 км. И здесь опять выделяется арктическая зона спрединга, которая без прерывания отвечает режиму горизонтального растяжения. Заметим, что из всех зон спрединга эта является единственной, для которой не выделяются трансформные разломы.

3) Наиболее протяженные трансформные зоны, как правило, представлены геодинамическими режимами горизонтального сдвига, хотя в них на отдельных участках могут наблюдаться режимы горизонтального растяжения и даже сжатия. Здесь оси максимального горизонтального сжатия составляют с простиранием зоны углы, близкие к 45º.

4) В зонах спрединга ориентация поддвиговых касательных напряжений, возникающих на подошве коры и литосферы, как правило, хаотичная. Только для небольших участков она может быть выдержана в одном направлении (например, северный сегмент Индийской зоны вблизи экватора). Отсутствует закономерная направленность этих касательных напряжений и в коре трансформных зон (например, Калифорнийская зона сдвига).

5) Зоны субдукции островных дуг имеют однотипное строение вдоль своего простирания и сложное – вкрест простирания. Наиболее стандартным является геодинамический режим горизонтального сжатия в коре островной дуги и континентальном склоне с направлением оси максимального горизонтального сжатия ортогонально простиранию дуги. В сопряженной литосфере океанского склона сразу за тальвегом желоба наблюдается режим горизонтального растяжения с ориентацией оси минимального сжатия также вкрест простирания островной дуги (например, Курильские острова).

6) Есть зоны субдукции с еще более сложным строением, когда области горизонтального растяжения с обеих сторон ограничивают осевую зону горизонтального сжатия (например, Филиппинская и Явская островные дуги). Они представлены режимом горизонтального сжатия в центральной части островной дуги и режимом горизонтального растяжения по краям дуги. При этом направление максимального горизон-

тального сжатия в коре островной дуги ортогонально ее простиранию, а в океанской плите за тальвегом желоба и в литосфере задугового прогиба становится параллельным простиранию дуги.

7) Зоны субдукции в активных континентальных окраинах характеризуются переходом вкрест их простирания от режима горизонтального растяжения в океанской плите за желобом к состоянию горизонтального сжатия в континентальном склоне. Это не везде выявлено в наблюдениях из-за нехватки сейсмических станций на островах океанов. Оси минимального горизонтального сжатия (девиаторного растяжения) в океанской плите до желоба направлены ортогонально тальвегу желоба, а в коре континентального склона параллельны ему и совпадают с ориентацией оси промежуточного главного напряжения. Примером такой закономерности является Южно-Американская зона субдукции.

8) В коре континентального (субконтинентального) склона зон субдукции поддвиговые касательные напряжения строго упорядочены и ориентированы от океана к континенту, что отвечает большей скорости течения в этом направлении в астеносфере в сравнении со скоростью движения литосферной плиты. В литосфере океанского склона эта закономерность может не выдерживаться.

Данные о природных напряжениях, получаемые методами тектонофизики [1–3] из сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, показывают, что уровень девиаторных напряжений в зоне субдукции в несколько раз ниже уровня этих напряжений во внутриконтинентальных орогенах. При оценке величины напряжений использовался анализ напряженных состояний на диаграммах Мора, что позволяет получить соотношение между эффективным изотропным давлением и максимальным касательным напряжением, нормированным на величину прочности сцепления пород.

Для получения абсолютных значений напряжений используются сейсмологические данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений исследуемых регионов. В зонах субдукции уровень этих сброшенных напряжений для землетрясений с M>=8.0 редко превышает 1 МПа, а стандартным значением являются 0.5–0.6 МПа. В то же время в континентальной коре стандартным значением сброшенных напряжений для землетрясений с M=7–8 является 3–6 МПа. Известны и существенно большие величины сброшенных напряжений 100 и даже 300 МПа для очень больших землетрясений (Нью Мадридское M = 8.0). Уже это одно говорит о том, что напряжения в коре континентальных орогенов и щитов существенно выше на-пряжений в коре. Наши результаты реконструкции величин напряжения для коры Курильских остров, Японии и Западного фланга Зондской дуги показали, что максимальные касательные напряжения здесь не пре-

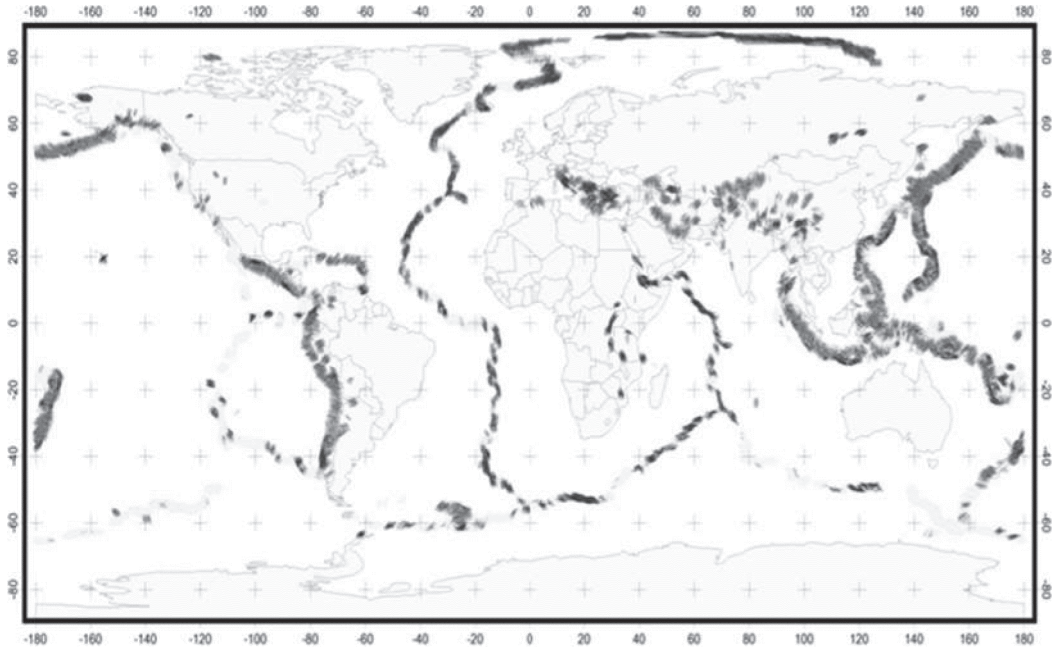


Рисунок. Ориентация осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния (красный – гор. сжатие, желтый – гор. сдвиг, синий – гор. растяжение)

вышают 10 МПа, при стандартном среднем значении 3–6 МПа. В то же время в коре Алтайского орогена по данным о сброшенных напряжениях Алтайского землетрясения 2003 года был получен уровень максимальных касательных напряжений 8–10 МПа при стандартном среднем значении в 30–50 МПа. Таким образом, напряжения, вызываемые горизонтальными движениями плит, в зонах субдукции создают напряжения дополнительного горизонтального сжатия, превышающие литостатическое давление только на 5–10 МПа и их явно недостаточно для формирования напряжений сжатия в коре.

Выявленные по результатам тектонофизической реконструкции результаты в целом ряде позиций входят в противоречия с некоторыми базовыми положениями тектоники литосферных плит. Так, например, с большой долей вероятности зоны спрединга не являются источником сил давления на зоны субдукции. Движение литосферных плит в зонах субдукции генерируются силой тяжести и вызваны наличием тяжелых участков погруженных слэбов. В зоне субдукции существует драматическое различие в напряженных состояниях океанской литосферной плиты и континентальной (субконтинентальной). Как следствие этих фактов на границах плит не рождается давление, влияющее на процессы в континентальной коре. Напряжения горизонтального сжатия в континентальной коре орогенов не связаны с движением плит, а обусловлено процессами, происходящими непосредственно в континентальной литосфере и подлитосферной мантии.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН, а также при финансировании в рамках проекта РФФИ 19-55-53025 ГФЕН_а и РФФИ 17-05-01193а.

Литература

1. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 70–84.

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

3. *Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E*. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. V. 184. N 4-5. P. 335–346.

П.В. Рекант[1]

Двухстадийный ограниченный спрединг океанического дна в Евразийском бассейне. Новый взгляд на проблему происхождения хребта Гаккеля

Развитие технологий проведения геолого-геофизических исследований в высокоширотных районах Арктики, а также активизация международных программ в рамках проблемы делимитации Арктики привели к тому, что еще недавно практические недосягаемые районы высокой Арктики становятся ареной масштабных исследований. Результатом этого стало скачкообразное увеличение новых, фактурных геолого-геофизических данных, которые уже с трудом вписываются в прокрустово ложе старых модельных построений.

По нашему мнению, новая геологическая фактура требует тщательной ревизии и, возможно, пересмотра априорных модельных построений. Примеры кардинальной смены господствующей парадигмы под давлением новых геологических данных уже имеются. Так, две ключевые структуры СЛО – Канадская котловина и поднятия Альфа-Менде-леева еще совсем недавно считались типично океаническими. Однако массированные геофизические наблюдения канадских ученых [8] убедительно продемонстрировали, что площади развития собственно океанической коры в Канадской котловине ограничиваются лишь небольшим анклавом в ее центральной области. Результаты направленного геологического опробования пород коренного ложа области поднятия Менделеева в трех Российских экспедициях «Арктика-2012, 2014, 2016» [3, 7] показали, что в составе обломков пород коренного основания присутствует широкий спектр докембрийских, палеозойских и мезозойских пород платформенного осадочного чехла древнего кратона.

Единственным регионом Арктики, модель происхождения которого не пересматривалась несмотря на вновь полученную геологическую фактуру, является Евразийский бассейн (ЕБ) СЛО. Доминирующая ныне модель постулирует формирование ЕБ в ходе ультра-медленного спрединга дна в течение последних 56 млн лет назад, была разработана после обнаружения здесь системы линейных магнитных аномалий (ЛМА) в 1960–1970-х годах. Тогда же были высказаны предположения о том, что ЕБ является конечным звеном в цепи срединно-океанических хребтов, а его формирование генетически связано с раскрытием северного сегмента Срединно-Атлантического хребта [2].

[1] ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия; rekant@mail.ru

Вместе с тем за последние 10 лет в ЕБ российскими учеными [4] проведены обширные сейсмические исследования, позволяющие детально рассмотреть структуру осадочного чехла и структуру поверхности фундамента. По нашему мнению, структура осадочного чехла, находящаяся в фокусе настоящего исследования, является важным параметром, позволяющим на примере объективной геологической информации рассмотреть историю формирования седиментационных бассейнов ЕБ и от их анализа перейти к рассмотрению тектонической эволюции региона. Очевидно, что одновременно с разрастанием океанического дна происходило закономерное расширение соответствующего осадочного бассейна: мощность и возраст осадков должны увеличиваться к периферии бассейна. Исследованию реакции седиментационных бассейнов ЕБ на тектоническую эволюцию региона посвящена настоящая работа.

Сейсмическая структура осадочного чехла КА демонстрирует существование двух последовательно сформированных седиментационных бассейнов мел-палеоценового и эоцен-четвертичного возрастов. Формирование первого бассейна связано с эпиконтинентальным рифтингом блока хребта Ломоносова и последовательным, ступенчатым проседанием серии тектонических блоков от центра хребта к его периферии. Зеркальный процесс предполагается со стороны Баренцево-Карской плиты – в котловине Нансена. Наиболее вероятной причиной формирования второго – эоцен-четвертичного бассейна следует считать разрастание морского дна.

Структура осадочного выполнения котловин Евразийского бассейна позволяет выделить четыре последовательных этапа развития.

I этап (120(?)–56 млн лет назад). В позднем мелу – палеоцене в результате континентального рифтогенеза был сформирован обширный субмеридиональный бассейн, располагающийся симметрично в восточной части котловины Амундсена и в западной части котловины Нансена. Две части бассейна были разделены осью рифтинга, примерно совпадающей с современной рифтовой долиной хребта Гаккеля. Таким образом, нижние седиментационные бассейны котловин Амундсена и Нансена располагались на плечах рифта. Мощность осадочного выполнения этих бассейнов достигает 1200 и более м. Формирование этой седиментационной структуры началось с заполнения серии субмеридиональных депоцентров в проксимальных частях бассейна – восточной для КА и западной для КН. Существование отчетливой поперечной сегментации седиментационного бассейна в котловине Амундсена говорит об унаследованности структуры от древнего морфоструктурного плана. В структуре мел-палеоценового чехла, также, как и в структуре фундамента выделяются относительно приподнятая область 84–88 гра-

дусов с.ш. и относительно опущенная зона, которая располагается к югу от 84 град с.ш. Для первой характерно существование высоко стоящих блоков Центрального сегмента хребта Ломоносова, отрога геофизиков, отрога 154 градуса [5] и минимальные мощности осадочного выполнения бассейна. Для второй – максимальные мощности чехла.

На юге бассейн отчленяется от бассейнов центриклинального замыкания ЕБ лево-сдвиговой диагональной зоной. Во фронтальной зоне этих сдвигов, на внешнем шельфе Восточно-Сибирского моря наблюдается серия синхронных надвигов СЗ вергентности, предполагающая тектонический транспорт в ЮВ румбах.

II этап (56–34 млн лет назад) формирования эоценового седиментационного бассейна начался с короткого эпизода дифференцированного прогибания центральной части бассейна, существующего в котловинах Нансена и Амундсена. В результате был создан региональный наклон кровли палеоценового осадочного чехла от периферии к центру бассейна. Ориентировочно этот короткий эпизод совпадает с началом первой стадии эвриканской орогении – 56–53 млн лет назад по [9].

В ходе второго эпизода эоценового этапа происходит практически двукратное расширение седиментационного бассейна: от западного борта хребта Ломоносова вплоть до рифтовой долины хребта Гаккеля и зеркально в котловине Нансена. При этом зона собственно спрединга океанического дна ограничивается зоной внутри современных ЛМА20 по [1]. Очевидно, что именно в этот период была сформирована и заполнена осадками рифтовая долина хребта Гаккеля. Эоценовый возраст заложения рифтовой долины позволяет объяснить существование системы глубоких депоцентров в самой долине и в непосредственной близости от нее, описанные в работе [6]. А активные тектонические движения в центральной части бассейна привели к выводу на поверхность дна множества рифтовых гор. Последовавшее осадконакопление заполняло неровности и нивелировало рельеф субстрата.

В результате второго этапа, к концу эоцена ЕБ приобрёл современные очертания, поскольку осадочные комплексы верхних горизонтов эоцена уверенно фиксируются по всей его площади. Мощности этого комплекса составляют порядка 800–1000 м в зоне рифтовых гор (в центральной части бассейна), превышают 1500 м на периферии бассейна в котловины Амундсена и более 2200 м на периферии котловины Нансена. Таким образом в ходе этого этапа прирост области аккомодации осадков составляет примерно по 150 км с каждой стороны бассейна.

Прекращение спрединга в хребте Гаккеля на рубеже 34 млн лет назад, скорее всего, следует связать с формированием Шпицбергенско-Гренландской сдвиговой зоны [9] и отчленением Арктического бассейна от Норвежско-Гренландского бассейна и северной Атлантики. Оче-

видно с этим же эпизодом связано дифференцированное проседание всего глубоководного бассейна СЛО и формирование современной морфоструктуры региона.

III этап (34–0 (?) млн лет назад). Олигоцен-четвертичный период характеризуется спокойными тектоническим обстановками, о чем свидетельствует плащеобразное залегание осадочных комплексов и отсутствием в нем тектонических нарушений. Важно заметить, что в ходе накопления этой части осадочного чехла мощностью от 200 до 500 метров уже не происходило разрастания седиментационного бассейна, а, следовательно, не происходило и спрединга морского дна.

IV этап (современный) характеризуется возобновлением растяжения (ре-спрединг?) в рифтовой долине хребта Гаккеля после периода покоя. Скорее всего, это может быть объяснено последовательной пропагацией растягивающих напряжений со стороны Норвежско-Гренландского бассейна и северной Атлантики в сторону Лаптевоморской континентальной окраины. Об этом отчетливо свидетельствуют рои современных мелкофокусных землетрясений тектонического и магматического происхождения [10], фиксируемых в зоне рифтовых гор. С этим этапом связаны новейшие тектонические нарушения в зоне ЛМА 0-12.

Литература

1. *Глебовский В.Ю. и др*. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.

2. *Карасик А.М*. Аномальное магнитное поле Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1973. № 1 (211). С. 86–89.

3. *Морозов А.Ф. и др*. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 53. С. 34–55.

4. *Пискарев А.Л. и др*. Арктический бассейн (геология и морфология) / А.Л. Пискарев, В.А. Поселов, Г.П. Аветисов, В.В. Буценко, В.Ю. Глебовский. Под ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.

5. *Рекант П.В. и др*. Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию его геологической природы // Региональная геология и металлогения. 2018. № 75. С. 5–22.

6. *Рекант П.В., Гусев Е.А*. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2016. № 9 (57). С. 1634–1640.

7. *Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В*. Новые данные о геологическом строении Юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады Академии Наук. 2017. № 2 (476). С. 190–196.

8. *Chian D. et al.* Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. V. 691. C. 8–30.

9. *Piepjohn K., Gosen W. von, Tessensohn F.* The Eurekan deformation in the Arctic: an outline // J. Geol. Soc. 2016. № 6 (173). C. 1007–1024.

10. *Schlindwein V., Müller C., Jokat W.* Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study // Geophysical Journal International. 2007. № 1 (169). C. 100–112.

Е.А. Родина[1], А.М. Никишин, К.Ф. Старцева

Сейсмостратиграфия поднятия Менделеева Амеразийского бассейна

Изучаемый бассейн включает в себя ряд различных тектонических структур – поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные с ними глубоководные котловины – Подводникова, Макарова, Наутилус и др. Основное внимание в работе сосредоточено на поднятии – Альфа-Менделеева, т.к. природа его происхождения на сегодняшний день до сих пор не ясна. Существует несколько основных версий происхождения поднятия. Согласной одной из них это может быть блок континентальной коры, сильноутоненной в результате рифтинга и перекрытый мощным чехлом меловых базальтов [1, 3]. Согласно другим версиям – поднятие представляет собой меловое океаническое плато с утолщенной базальтовой корой [2]. Метод тектоностратиграфии, использованный при интерпретации сейсмических данных в акватории поднятия Альфа-Менделеева, может внести немного ясности в вопрос о природе происхождения поднятия. Метод основан на выявлении сейсмостратиграфических комплексов и сопоставлении их с данными о тектоническом развитие региона.

Поднятие Альфа-Менделеева представляет собой асимметричный блок приподнятой коры, разбитой системой многочисленных поднятий и впадин (рис. 1). Некоторые поднятия, вероятно, представляют собой вулканы. Расчлененный рельеф может иметь тектоническое происхождение – тогда впадины представляют собой полуграбены, сопряженными с блоками приподнятой коры – горстами (рис. 2В). Такое строение

[1] МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия; rodina_liza@mail.ru, amnikishin@gmail.com, kfstartseva@gmail.com

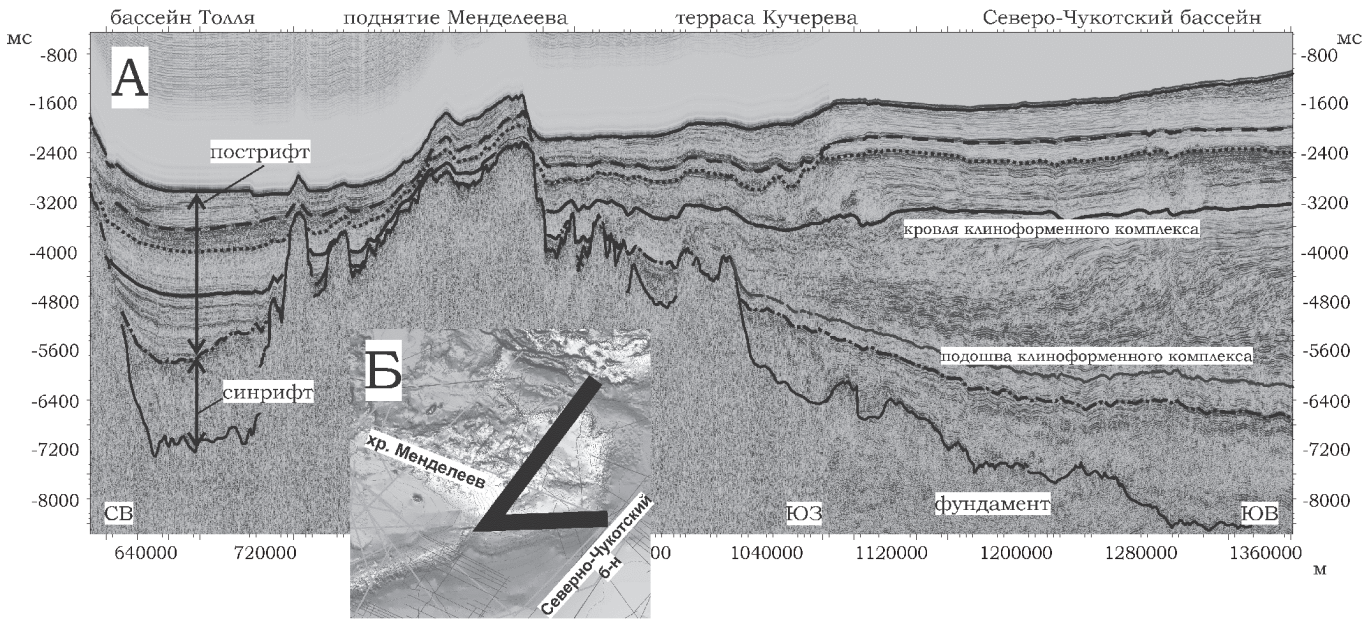


Рис. 1. А. Интерпретация композитного сейсмического профиля через поднятие Менделеева и сопряженные с ним бассейны; Б. Локация профиля

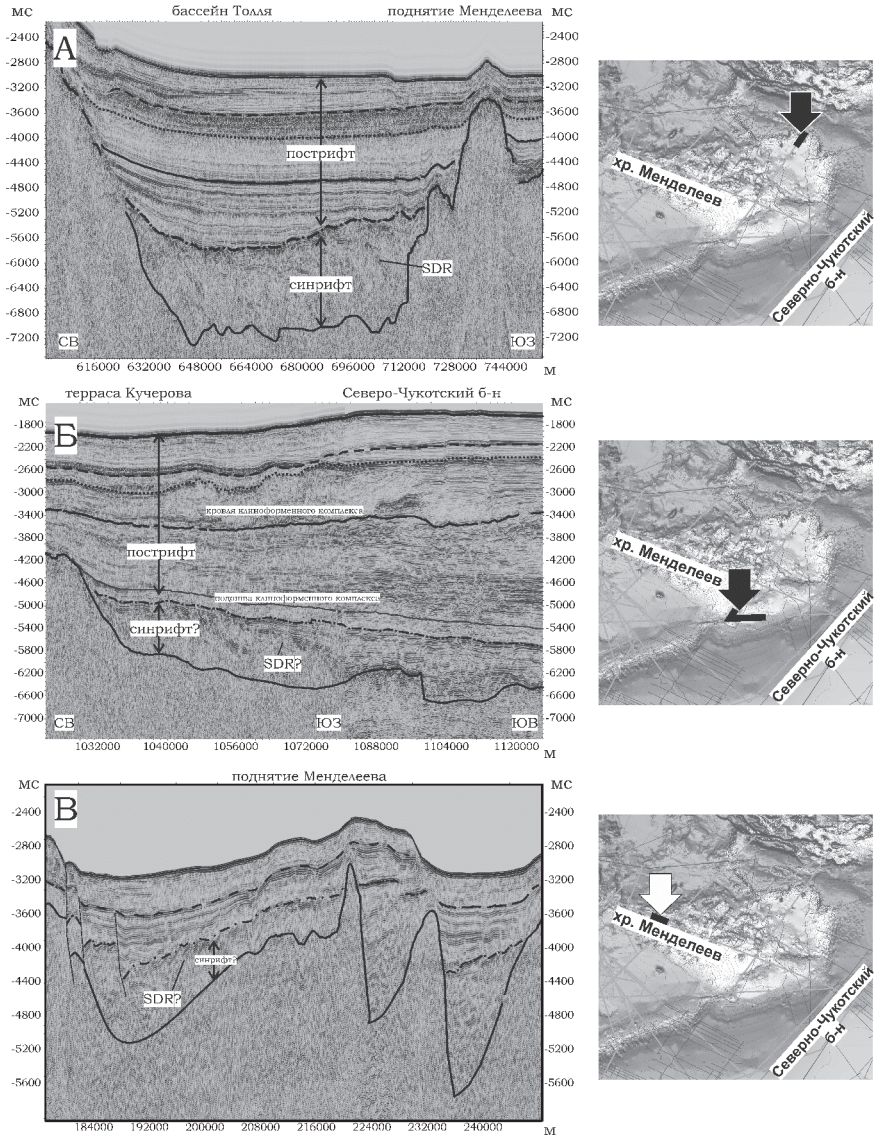


Рис. 2. А, Б – полуграбены, заполненные яркоамплитудными рефлекторами, пологонаклоненными на юго-запад – возможно, SDR. На Б – клиноформный комплекс Северо-Чукотского бассейна. Подошва комплекса соответствует возрасту 65 млн лет, кровля – 45 млн лет. В – полуграбены с ярко-амплитудными рефлекторами, падающими на северо-запад, возможно SDR

характерно для коры континентального типа. Если данные прогибы, представляют собой полуграбены, то они выполнены синрифтовыми отложениями и представлены хаотической, слабо-параллельнослоистой, но яркоамплитудной сейсмофацией. Во впадинах широко распространены яркоамплитудные рефлекторы, пологонаклоненные на юго-запад или юго-восток (рис. 2А, Б). Это могут быть полуграбены с пологими сбросами, образованные в результате растяжения и заполненные толщами базальтовых комплексов – SDRs (Seaward Dipping Reflectors). Обычно SDRs приурочены к вулканическим пассивным континентальным окраинам (с корой континентального или переходного типа) и полого наклонены в сторону от континента. На шельфе Чукотского моря также можно выделить синрифтовый комплекс, соответствующий континентальному рифтогенезу апт-альбского времени. Вероятно, синрифтовые комплексы в акватории хребта Менделеева сформировались синхронно с синрифтом Чукотского шельфа.

Вышележащие осадки представляют собой мезойско-кайнозойский пострифтовый комплекс, залегающий на синрифтовом комплексе согласно. В пострифтовом комплексе можно выделить несколько яркоамплитудных региональных горизонтов, прослеживающихся как в бассейнах, так и на поднятиях, коррелирующихся с тектоническими, эрозионными и климатическими событиями. На следы эрозии также указывают каналы. Местами в пострифтовом комплексе присутствуют разрывные нарушения (цветковые структуры, сбросы). На активный снос осадков указывают широко распространенные фаны с хаотической записью и клиноформные комплексы (Северно-Чукотский бассейн). Пострифтовый чехол повторяет поднятия, в нижних горизонтах это выражено ярче, верхние слои имеют более сглаженный рельеф. Это может быть следствием неравномерного уплотнения осадков над поднятиями или активизации тектонического режима в бассейне.

Процессы сбрососообразования в бассейне продолжаются до настоящего времени – на это указывают переменные мощности осадков, границы прилегания (onlap), низкоамплитудные разрывные нарушения в верхней части осадочного чехла.

Таким образом, по результатам интерпретации сейсмических данных можно предположить, что хребет Альфа-Менделеева образовался на утоненной коре континентального типа в результате действия рифтинга и магматизма. На это указывает наличие типичных структур растяжения (полуграбены) и следов магматизма (комплексы SDR, заполняющие полуграбены). Необходимо дальнейшее изучение вопроса и более детальная интерпретация сейсмических данных для решения проблемы происхождения поднятия.

Литература

1. *Никишин А.М., Петров Е.И., Малышев Н.А., Ершова В.П.* Рифтовые системы шельфа Российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // Геодинамика и геофизика. 2017. №8 (1). С. 11–43.

2. *Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y., Team H.G.* Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophys. 2010. №183. P. 481–502.

3. *Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror*. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth-Science Reviews. 2016. № 154. P. 29–71.

А.В. Родионова[1, 2], В.Н. Войтенко[3]

Структурные парагенезы над сдвигом в фундаменте с разной мощностью осадочного чехла (по результатам физического моделирования)

Пространственное расположение месторождений орогенного типа контролируется региональными сдвиговыми зонами 1–2-го порядка I–II-ой дизъюнктивных стадий и зонами динамического влияния вдоль них [3]. В результате целенаправленных многолетних исследований лабораторий тектонофизики ИЗК РАН (Иркутск) и ИФЗ РАН (Москва) установлены главные закономерности развития внутреннего строения и структурных парагенезов разломных зон [1, 2, 6, 7]. Эти закономерности относятся к разряду наиболее общих и не зависят в качественном отношении от структурно-вещественной специфики конкретных регионов.

Однако, для поисковых целей, важным являются как раз структурные особенности строения конкретной провинции, по которым можно спрогнозировать расположение перспективных рудных полей на перекрытых участках. Одной из таких особенностей является первоначальный поперечный профиль фундамента зоны сдвига, обусловленный, например, палеоповерхностью фундамента пассивной континентальной

[1] Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; st040687@student.spbu.ru
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
[3] Геологический центр СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; v.voitenko@spbu.ru

окраины. Геометрически это отражается в различной мощности осадочного чехла над фундаментом, а физически – различными гравитационными эффектами в крыльях разрывных нарушений и, в конечном счёте, условиями динамометаморфизма, контролирующего размещение орогенных месторождений.

Для решения задачи по формированию структурных парагенезов над сдвигом в фундаменте была проведена серия физических экспериментов на песчаной модели (с вертикальными жесткими стенками) по механизму горизонтального неоднородного по глубине простого сдвига с несколькими вариантами поперечного профиля фундамента через сдвиговую зону. В настоящей работе приведены результаты трёх экспериментов только по одному из них. В рассматриваемом варианте верхняя граница жёсткой подложки (выполняющей роль жёсткого фундамента) располагалась на разной высоте по разные стороны от оси сдвигания. При этом, участок перехода между поверхностями имел форму уклона в 45º и располагался на неподвижной подложке, подвижной являлась низко расположенная подложка. Соответственно, мощность песчаного материала (выполняющего роль осадочного чехла) отличалась для разных крыльев разлома. Задачей являлось выяснение типов разрывных структур и их развития на поверхности модели, симметричность их расположения относительно оси сдвигания и оценка влияния мощности осадочного чехла на асимметричность расположения разрывных структур на поверхности модели. Моделирование проводилось на установке для тектонофизического моделирования «ВитаЭлектроникс» Мр 0006950 (лаборатория тектонофизики геологического факультета МГУ). Материалом для проведения эксперимента был выбран просеянный ср/з-м/з, плохо окатанный, преимущественно кварцевый песок (Qtz – 87%, Fsp – 5%, Ms – 4%, литокласты – 4%).

Первые сколы на поверхности проявились на краях, в местах роста магистрального разрыва, и в центральной части модели. На краях стали образовываться опережающие сколы P_j, асимметрично расходящиеся от точки роста разрыва, в центральной части образовались эшелонированные сколы Риделя (R_1) под 28º к оси сдвига (рисунок, а–в).

Далее произошло замедление роста длины и раскрытие сколов P_j, R_1, в противоположность им, активное формирование сколов Риделя (R_2) с более пологой ориентировкой к оси сдвига (10–18º) и субпараллельных оси сдвигания сколов L в центре модели и магистрального разрыва (F) на краях модели. Характерно, что сколы Риделя (R_2) проявились не только над центральной зоной сдвига, но и над верхней бровкой уклона подложки в 45º. На этом этапе закончилось формирование структурного парагенеза опережающих сколов.

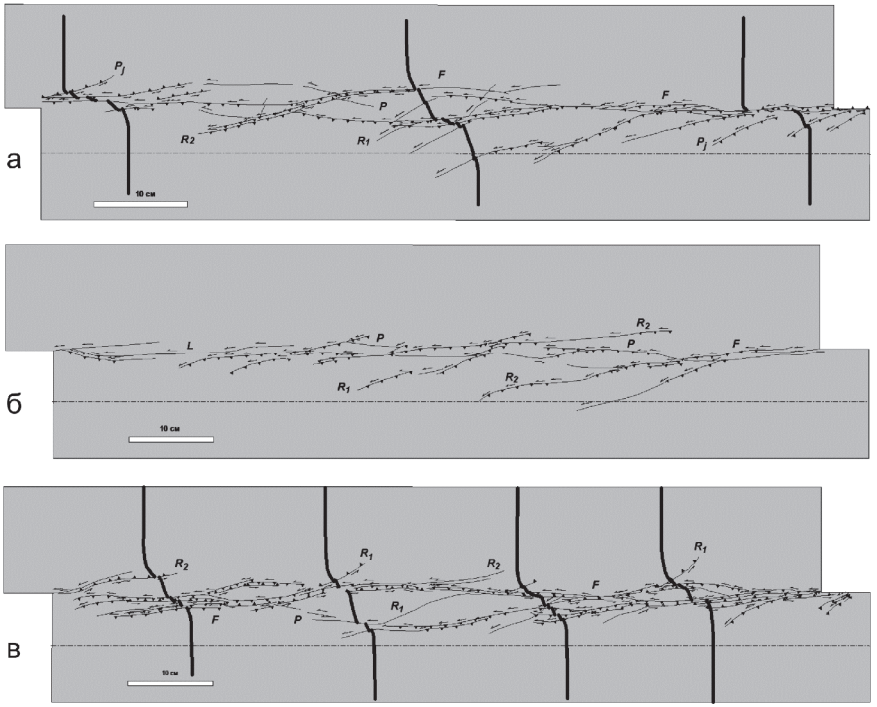


Рисунок. Конечные структурные парагенезы на поверхности песчаной модели для трёх экспериментов (а–в) с одинаковыми исходными условиями (левый сдвиг, коленообразный поперечный профиль подложки с уклоном в 45º).

P_j, P, R_1, R_2 – опережающие сколы; F – магистральный разрыв; бергштрихи указывают на сброшенное крыло разрыва; горизонтальная штрихпунктирная линия – проекция верхней бровки уступа жесткой подложки; вертикальные и изогнутые жирные линии – маркеры, по которым определялась ширина зоны сдвига и величины угловой деформации

Дальнейшее перемещение вдоль оси сдвига привело к остановке роста сколов Риделя R_1 и смещение их магистральным разрывом F, к формированию сколов P между сколами $R_{1,2}$ и к формированию центральной дуплексной push-up структуры (рисунок, а, в). На заключительном этапе основные перемещения произошли вдоль магистральных разрывов и сколов P, которые уже смещали сколы $R_{1,2}$.

Эксперимент был проведен трижды, в первом и третьем случае результаты показали высокую сходимость в конечных структурных парагенезах с дуплексными push-up структурами (рисунок, а, в) и с результатами экспериментов, проведённых ранее [5, 7]. Во втором случае, не-

смотря на одинаковые исходные условия эксперимента дуплексных структур не сформировалось (рисунок, б).

Для всех трёх экспериментов (рисунок, а–в) общими являются следующие результаты. 1. Горизонтальная неоднородность зоны сдвига на поверхности песчаной модели, выраженная в максимальной ширине зоны сдвига в центре и уменьшении её к краям модели. 2. Внешние границы зоны сдвига асимметрично смещены относительно оси сдвига в сторону неглубокого залегания подложки и достигают линии проекции верхней бровки уклона подложки в центральной части модели. 3. Асимметричное расположение опережающих сколов магистрального разрыва относительно оси сдвига. 4. Линейное перемещение самих сколов относительно начала координат. 5. Неоднородный по вертикали простой сдвиг в сухом песке, выраженный в сбросовой кинематике опережающих сколов и магистрального разрыва. 6. Формирование в центральной части модели сколов Риделя, причём, каждый последующий набор сколов Риделя ориентируется под более острым углом к оси сдвигания (что может быть объяснено уменьшением угла внутреннего трения в течение эксперимента).

Основным выводом проведенных экспериментов является то, что форма поперечного профиля фундамента влияет на асимметричность расположения структурных парагенезов над зоной сдвига в фундаменте. Таким образом, при прогнозе размещения месторождений орогенного типа, ширина зоны динамического влияния и её смещение относительно оси осевой зоны рудоконтролирующих разломов может быть локально изменена и включать участки земной коры, не рассматриваемые ранее.

Авторы признательны ведущему научному сотруднику кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ Фроловой Н.С. и аспиранту Лебедеву И.Е. за предоставленную возможность и непосредственную помощь в проведении экспериментов по физическому моделированию и ценные замечания.

Литература

1. *Гзовский М.В*. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

2. *Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В*. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. № 2(1). С. 45–67.

3. *Семинский К.Ж*. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 243 с.

4. *Тевелев А.В*. Сдвиговая тектоника. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.

5. *Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф.* Физическое моделирование сдвиговых зон различной сложности для выявления участков повышенной флюидопроницаемости // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. 2019. №1. С. 29–47.

6. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др*. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.

7. *Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K*. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // Journal of Structural Geology. 1986. V. 8. P. 737–752.

Т.В. Романюк[1], Н.Б. Кузнецов[2]

Поиск локального магматического источника для верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи Горного Крыма

Изучением детритовых цирконов (dZr) из верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи (проба К15-007), Горный Крым (ГК), зафиксирована группа из 6 dZr (группа **D1**), возраст которых совпал с седиментационным возрастом этих конгломератов [4, 5]. Группа **D1** состоит из 5-ти dZr с близкими возрастами (кластер **S**) и средним конкордантным возрастом 154±2 млн лет, а также зерна dZr с возрастом 164±2 млн лет. У dZr кластера **S** совпадают не только возрасты, но также содержания элементов-примесей (существенно повышенные содержания РЗЭ>3000 г/т и Y>4430 г/т, нетипичные для цирконов из гранитоидов нормальной и пониженной кремнекислотности, но характерные для цирконов из пород сиенит/монцонитового типа) и довольно близкие Hf-характеристики (ε_{Hf}=-1.5÷-6.9) [12]. Поскольку юрских dZr в пробах из изученных к настоящему времени юрских конгломератов трех других регионов ГК (Битакские конгломераты на юго-восточной окраине г. Симферополь, конгломераты г. Спилия около Балаклавской бухты, конгломераты правого борта Байдарской долины около села Орлиное [3]) не зафиксировано, сделан вывод об активности локального магматического или метаморфического источника с возрастом ~154 млн лет. В его строении существенную роль играли породы сиенит/монцонитового

[1] Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

типа, а магмагенерирующий субстрат (протолит) характеризуется мезопротерозойским модельным возрастом (T^C_{DM}=1.16–1.54 млрд лет) [12]. Циркон с возрастом 164 млн лет показал весьма отличные от dZr кластера **S** параметры (ε_{Hf}=2.5±0.9, T^C_{DM}=1.05 млрд лет и содержания элементов-примесей, типичные для гранитоидов пониженной кремнекислотности), поэтому его первичным источником был другой комплекс.

Локальный источник не мог располагаться на большом удалении от места накопления конгломератов г. Южная Демерджи, т.е. он в юрское время был расположен поблизости от осадочного бассейна, реликты которого представлены сейчас в ГК. Регионами, в которых располагались эти источники, могли быть (в порядке убывания приоритета) Крым и Понтиды; Балканы (где зафиксирован позднеюрский метаморфизм и деформации [16], Западная Европа (где в Южных Апусенях известны реликты позднеюрских гранитоидов и офиолитов [10]), а также Малый Кавказ (см. далее).

В Степном Крыму магматические породы (кварцевые долериты и кварцевые диориты с возрастом 210 млн лет [6]) описаны в скважине у пос. Северный. В ГК – тела габброидов, диабазов, габбро-диабазов, габро-диоритов, микро-диоритов и долеритов, включая Первомайский шток и Джидаирскую интрузию, распространенные в окрестностях сел. Трудолюбовка [1] – Бодракский ареал; массивы гранитоидов, слагающих горы Аюдаг и Кастель [6, 7 и мн. др.] – ареал Аюдаг-Кастель); тела базальтов, андезитов и дацитов в горном массиве Карадаг (вулканические постройки Хоба-Тепе и Святая Гора) [14, 17] – ареал Карадаг; тела серпентинитов, базальтов, долеритов и плагиогранитов района Гераклея (мыс Фиолент) [2] – ареал Фиолент. До недавнего времени определения возраста магматитов в ГК обосновывались преимущественно стратиграфическими и полевыми методами. Все они считались юрскими или меловыми. В последние годы появились и геохронологические данные, сводка которых приведена ниже.

По магматитам ГК опубликованы только две надежные высокоточные (SHRIMP-II) U-Pb датировки по циркону [1]. Так, возраст габбро-долеритов Джидаирской интрузии (9 цирконов) 169.7±1.5 млн лет; долеритов Первомайского штока (по 16 цирконам) 174.2±1.2 млн лет; порфировых лейкократовых базальтов одного из силлоподобных тел к востоку от села Трудолюбовка (по 5 цирконам) 144.2±2.0 млн лет; базальтоиды еще для двух тел (по 2 и 1 цирконам) 136 и 125 млн лет.

В работе [14] представлены результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования 10 образцов и геохимического изучения 31 образца магматитов Крыма. Значительная часть изученных образцов классифицирована как породы пониженной кремнекислотности (андезиты, диориты, базальты) и повышенной щелочности, а образец CUKR3 из Первомайского штока –

как щелочной сиенит-монцонит (alkali-syenite-monzonite). Полученные датировки статистически распались на две группы. Магматиты ареала Карадаг показали чуть более молодые возрасты (142–151 млн лет), чем магматиты из Бодракского ареала (158–172 млн лет). При этом возраст (144–180 млн лет) единственного образца из Первомайского штока (CUKR3) показал очень большую аналитическую ошибку. Датировки магматитов ареала Аюдаг-Кастель некондиционны. Оценки возраста магматизма этого ареала пока ограничены только косвенными данными –датирования фишен-трекк (ZrFT) dZr, выделенных из конгломератов нижней толщи верхнеюрской демерджийской свиты г.Южная Демерджи [7]. По мнению авторов этой работы, эти цирконы произошли из гранитоидов г. Кастель. По этим оценкам, возраст магматизма ареала Аюдаг-Кастель не моложе 150 млн лет, а по регионально-геологическим данным – бат–байос. Датировки (K-Ar) плагиогранитов области Гераклея (ареал Фиолент) ~174 млн лет [2]. Для вулканитов Карадага получен Ar возраст 172.8 ± 4.5 млн лет [17]. Таким образом, в ГК пока не обнаружен подходящий по надежно определенному возрасту магматический объект, который мог бы быть локальным источником для верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи. Все имеющиеся надежные датировки для магматитов ГК древнее кластера **S** 154 млн лет.

В Понтидах к возрасту 154 млн лет по опубликованным данным наиболее близки следующие объекты: 1) гранитная дайка, секущая плутон Камликая (Camlikaya), возраст которой был определен как 156.3±2 млн лет U-Pb датированием циркона [19]; граниты Кесикая (Kecikaya), для которых ^{39}Ar-^{40}Ar возраст – 153±3.4 млн лет [10]; 3) метадациты из комплекса Чангалдаг (Cangaldag) с U-Pb возрастом 156.2±2.9 млн лет [9]; 4) метаморфические породы из меланжа сутуры Измир-Анкара-Эрзинкан с возрастом 158.4 ± 4.2 млн лет [18]; 5) метаморфические породы из комплекса Кундуз с Ar-Ar возрастом 159.3±1 млн лет [8]. Первые три из перечисленных объектов – это гранитоидные породы, не подходящие по типу пород, материнских для dZr кластер **S**. Для неотдатированных сиенит-диоритовых плутонов Чангалдаг, состав пород, характеризующийся сильным обогащением REE, в хорошем согласии с предсказанным сиенит/монцонитовым типом родительских пород dZr кластера **S**. Однако, Hf-изотопные характеристики цирконов комплекса Чангалдаг дали оценку T^{C}_{DM} между 0.61 и 0.68 млрд лет (поздненеопротерозойский протолит) [9], а ε_{Nd} по породе для метаморфитов из меланжа сутуры Измир-Анкара-Эрзинкан получен + 1.3 и + 1.7 (палеозойский протолит) [18], что не согласуется с существенно более древними оценками модельного возраста протолита для dZr кластера **S**. Таким образом, в Понтидах также пока не удалось идентифицировать магматический объект, подходящий по трем характеристикам (возраст, тип пород

и модельный возраст протолита) в качестве локального источника для конгломератов г.Южная Демерджи.

На Малом Кавказе в Сомхето-Карабахской и Спитак-Капанской зонах многие магматические тела показывают юрские датировки. В том числе, для нескольких объектов получены значения возраста, близкие к 154 млн лет. По данным [12] это: (1) тоналиты первой фазы и кварцевые диориты, а также лейкограниты второй фазы в интрузии Когб-Шног (Koghb-Shnogh) имеют Rb-Sr возраст 164±6 и 156±3 млн лет, соответственно, а андезиты, слагающие одну из даек в рудном поле Алаверди (Alaverdi) этого массива – 155±6 млн лет; (2) плагиограниты интрузии Хагпат (Haghpat) имеют U-Pb возраст 165±4 млн лет, а тоналиты интрузии Когб-Шног – 152±4 млн лет и 155±4 млн лет; (3) лейкограниты массива Чочкан (Chochkan) имеют покзали U-Pb возраст 152±4 млн лет, а плагиограниты одной из даек в этом массиве – 151±4 млн лет; (4) гранодиориты интрузии Мехмана (Mehmana) имеют U-Pb возраст 154–147 млн лет. Для всех этих объектов пока нет оценок модельного возраста протолита.

Таким образом, в Причерноморье пока не удалось надежно идентифицировать магматический объект, подходящий по трем характеристикам (возраст, тип пород и модельный возраст протолита) в качестве локального источника для конгломератов г.Южная Демерджи. Но, многие объекты уже надежно исключены из списка потенциальных локальных источников. Постоянно растущий объем современных высокоточных U-Pb датировок по циркону и других геохимических и изотопно-геохимических исследований магматитов в Причерноморье дает надежду решить эту проблему в ближайшее время.

Работа выполняется в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН, при финансовой поддержке гранта РФФИ №19-05-00284.

Литература

1. *Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д.* Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.

2. *Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В.* Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (юго-западный Крым) // Геотектоника. 2016. №1. С. 25–40.

3. *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др.* Первичные источники сноса юрских конгломератов Горного Крыма по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов // Этапы формирования и развития протеро-

зойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. СПб: ИГГД РАН, 2019. С.184–186.

4. *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А*. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.

5. *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В*. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.

6. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М*. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.

7. *Соловьев А.В., Рогов М.А*. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 74–82.

8. *Aygul M., Okay A.I., Oberhansli R., Sudo M*. Pre-collisional accretionary growth of the Southern Laurasian active margin, Central Pontides, Turkey // Tectonophysics. 2016. V. 671. P. 218–234.

9. *Cimen O., Göncüoğlu M.C., Simonetti A., Sayıt K*. Whole rock geochemistry, Zircon U–Pb and Hf isotope systematics of the Çangaldağ Pluton: Evidences for Middle Jurassic Continental Arc Magmatism in the Central Pontides, Turkey // Lithos. 2017. V. 290-291. P. 136–155.

10. *Dokuz A., Karsl O., Chen B., Uysal I.* Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the eastern Pontides // Tectonophysics. 2010. V. 480. N 1-4. P. 259–279.

11. *Gallhofer D., von Quadt A., Schmid S.M. et al.* Magmatic and tectonic history of Jurassic ophiolites and associated granitoids from the South Apuseni Mountains (Romania) // Swiss Journal of Geosciences. 2016.

12. *Galoyan Gh.L., Melkonyan R.L., Atayan L.S. et al.* On the petrology and geochemistry of the Jurassic magmatics of the Somkheti segment of Somkheto-Karabagh tectonic zone (Northern Armenia) // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2018. Т. 71. № 1. С. 3–27.

13. *Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al*. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Int. J. Earth Sciences. 2019. V. 108. Is. 7. P. 2407–2428.

14. *Meijers M.J.M, Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J. et al*. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. V. 119. P. 412–426.

15. *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al*. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / Tectonic

Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London. Special Publ. 2015. V. 428.

16. *Okay A.I., Nikishin A.M*. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. V. 57. N. 5-8. P. 1051–1076.

17. *Popov D.V., Brovchenk V.D., Nekrylov N.A. et al*. Removing a mask of alteration: Geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324. P. 371–384.

18. *Sarifakioglu E., Dilek Y., Sevin M.* Jurassic–Paleogene intraoceanic magmatic evolution of the Ankara Mélange, north-central Anatolia, Turkey // Solid Earth. 2014. V. 5. N. 1. P. 77–108.

19. *Ustaomer T., Robertson A.H.F., Ustaomer P.A. et al*. Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli -Artvin area), NE Turkey from U-Pb dating and granite geochemistry / Geol. development of Anatolia and the easternmost Mediterranean region // Geol. Soc. London. Special Publ. 2013. V. 372.

Д.В. Рудько[1], А.В. Шацилло[1], С.В. Рудько[2], А.А. Колесникова[2], Н.Б. Кузнецов[2, 3]

Палеомагнитный тест «косой серии» на примере лопатинской свиты Енисейского кряжа: к обоснованию гипотезы гиперактивности геомагнитного поля на рубеже докембрия и фанерозоя

Палеомагнитные данные, накопленные в последние десятилетия по позднему эдиакарию, привели к формулировке гипотезы гиперактивности геомагнитного поля на рубеже докембрия и фанерозоя [2]. Отправной точкой для выдвижения гипотезы стало обнаружение аномальной магнитостратиграфической записи в некоторых разрезах позднего эдиакария Балтики. В этих разрезах было обнаружено необычно большое количество зон магнитной полярности на относительно небольшой мощности – 27 инверсий на 90 м разреза в ергинской свите Зимнего

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия; dvrudko@gmail.com

[2] Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

[3] Российский Национальный Университет Нефти и Газа имени И.М. Губкина, Москва, Россия

берега Белого моря [3], >30 инверсий на 110 м в зиганской свите Южного Урала [2]. Сходное явление было зафиксировано в типовом разрезе позднедокембрийской лопатинской свиты на северо-востоке Заангарской части Енисейского Кряжа (Сибирская платформа) [1]. В этом отношении лопатинская свита оказалась «абсолютным рекордсменом»: в разрезе мощностью ~60 м было обнаружено около 60 магнитных зон (авторские неопубликованные данные). Причем действительное количество инверсий, зафиксированных в лопатинской свите, может оказаться еще большим, а, возможно, существенно бóльшим, что определяется текущей детальностью палеомагнитного опробования разреза. В частности, при попытке послойного изучения зоны предполагаемого инверсионного перехода в литологически однородной пачке алевролитов (мощностью ~40 см) было выявлено восемь магнитных зон, при этом какие-либо признаки «переходных» палеомагнитных направлений в разрезе обнаружены не были. Палеомагнитное опробование «по латерали» одной из магнитозон с послойно изученного интервала, показало, что магнитозона прослеживается по слою на расстояние, превышающее ее мощность, по крайней мере, на порядок – обычно такие данные привлекаются для обоснования сингенетичности намагниченности и осадконакопления, однако полученный результат не исключает вариант «изощренного» послойного перемагничивания пород, на что может указывать отсутствие «переходных» направлений.

Лопатинская свита сложена красноцветными континентальными отложениями, природа остаточной намагниченности которых до сих пор не установлена. Это связано с общей проблемой природы намагниченности красноцветов – обилие минеральных фаз, способных нести намагниченность, и неопределенные взаимоотношения их формирования во времени создают сложную для интерпретации картину.

Нами предложен палеомагнитный полевой тест «косой серии», направленный на выявление наложенной (вторичной) химической намагниченности. Основываясь на имеющихся представлениях о: (1) продолжительности инверсионного процесса и (2) практически мгновенном (в геологическом масштабе времени) накоплении косых серий, мы полагаем, что наличие границы магнитных зон внутри единой косой серии должно явно указывать на наложенный процесс формирования намагниченности (положительный результат теста). Случай же совпадения границ магнитозон с эрозионными поверхностями, ограничивающими фрагменты разреза с внутренним косослоистым строением (отрицательный результат теста), дает сильные доводы в пользу тесной временной связи между формированием естественной остаточной намагниченности и процессами седиментации, т.е. может указывать на первичную природу намагниченности в исследуемых породах.

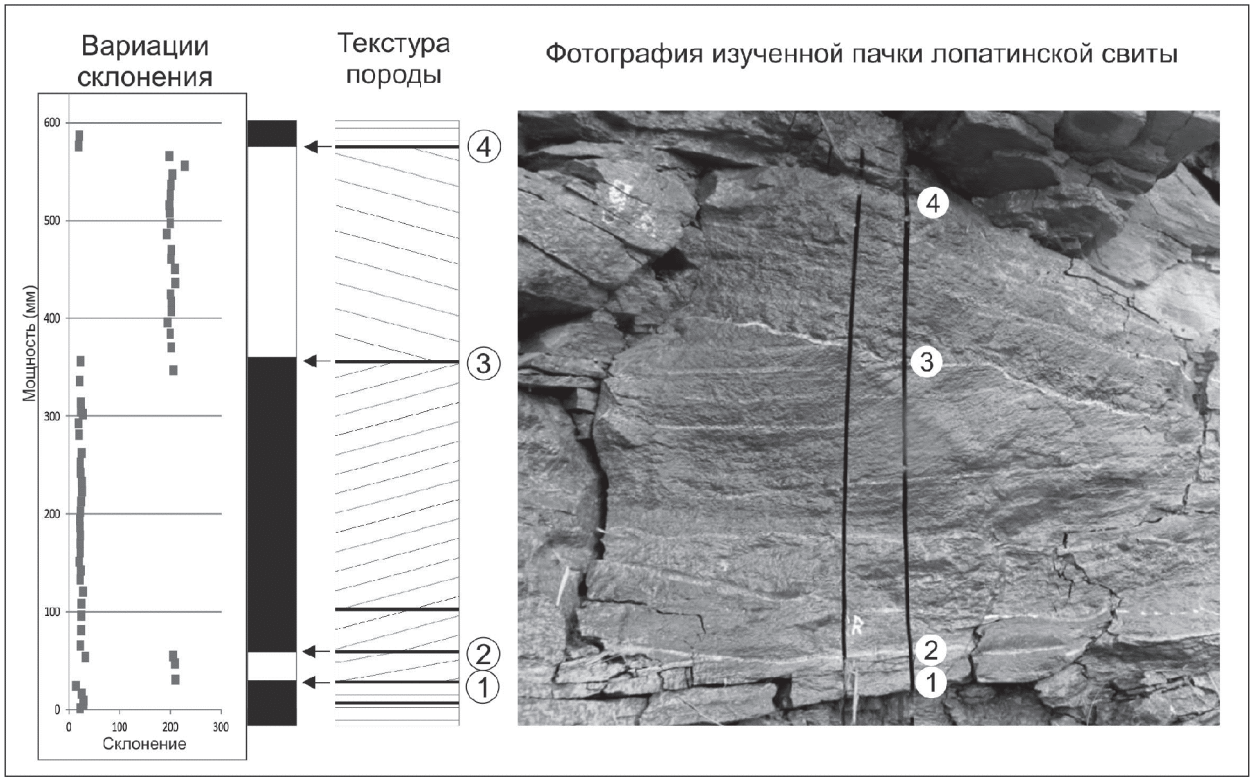


Рисунок. Магнитостратиграфическая колонка косослоистой пачки из основания типового разреза лопатинской свиты на р. Тея (4 км выше одноименного поселка)

В основании типового разреза лопатинской свиты [1], выше пачки базальных конгломератов, залегает пачка песчаников и алевропесчаников, образующих несколько косых серий, разделенных эрозионными границами. По результатам наших палеомагнитных исследований, проведенных в прошлые годы, внутри этой пачки были выявлены как минимум две зоны магнитной полярности. Из косослоистой пачки нами был отобран сплошной профиль мощностью 60 см (рисунок, справа), внутри которого уверенно устанавливаются по крайней мере 3 эрозионных границы. В нижней части отобранного профиля присутствуют, по всей видимости, несколько маломощных косых серий с плохо устанавливаемыми границами.

Из сплошного профиля изготовлено 61 ориентированных образца, в дальнейшем подвергнутых детальной температурной магнитной чистке. В большей части образцов (58 обр.) уверенно выделяется характеристическая компонента намагниченности с температурами деблокирования 650–680º С. Компонента представлена направлениями двух полярностей (рисунок, слева), при этом границы магнитных зон с точностью до сантиметра совпадают с уверенно выделяемыми эрозионными границами. Это позволяет сделать вывод об отрицательном результате «теста косой серии».

Таким образом, появляются серьезные основания полагать, что магнитостратиграфическая запись, зафиксированная в породах типового разреза лопатинской свиты, не связана с наложенной химической намагниченностью, «оторванной» по времени от накопления осадка, а имеет синседиментационный возраст. То есть, аномальная магнитостратиграфическая запись, содержащаяся в лопатинской свите, с высокой долей вероятности отражает, особенности поведения геомагнитного поля терминального докембрия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №17-05-00021 – полевые палеомагнитные исследования, 19-05-00794 – региональногеологические исследования). Лабораторные палеомагнитные исследования и их интерпретация выполнены в рамках тем государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Приятkина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468. DOI: 10.7868/S0869565215340228

2. *Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G. et al*. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Т. 435. С. 124–135.

3. *Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. Т. 7. № 2.

Е.Ю. Рыцк[1]

Тектоническая зональность Байкальской складчатой области и этапы ее формирования

Байкальская складчатая область (БСО) – один из регионов Восточной Сибири, где представлен полный ряд структур краевой части Сибирского кратона, северного сектора Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) и зоны их сочленения. Современные схемы тектонического районирования БСО [1, 2] базируются на модели коллизионно-аккреционного взаимодействия континентальной литосферы Сибирского кратона с островодужными террейнами и микроконтинентами ЦАПП в конце позднего докембрия и раннем палеозое [3–6 и др.].

Как показывают новые материалы [7 и др.], эта модель имеет ограниченное приложение к тектонической эволюции БСО и связана только с раннебайкальским коллизионным эпизодом на рубеже 790–750 млн лет, когда Анамакит-Муйский террейн, образованный вулкано-плутони-ческим комплексом гранитоидов и кислых вулканитов (835–815 млн лет) с “островодужными” геохимическими характеристиками [8 и др.] был аккретирован к краевой части кратона. Зону коллизии маркируют мигматиты и гнейсо-граниты (790±5–755±15 млн лет) раннебайкальского метаморфического комплекса, который сохранился в Муйском, Горемыкском, Правомамаканском и Левомамском тектонических блоках Кичера-Витимской зоны Байкало-Муйского пояса. Внутриплитные метабазальты, известково-силикатные, терригенные и карбонатные метапороды этих блоков ассоциируют с фрагментами вулканогенно-карбо-натно-терригенных осадочных бассейнов (Кедровский,

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; ERytsk@geogem.spb.ru

Парам-Самокут-ский) и троговых прогибов (Верхнечайский, Парам-Шаманский) с углеродистыми сланцами и CLM гипербазитами. Комбинация раннедокембрийских и ювенильных источников осадочных пород, связанных главным образом с размывом древней континентальной коры кратона или синхронным вулканизмом и размывом не установленных базитов раннего неопротерозоя – мезопротерозоя, характеризует обстановку южного (в современных координатах) фланга Патомского рифтогенного бассейна пассивной окраины кратона, переработанного в ходе аккреции Анамакит-Муйского террейна. Возможно, что маркирующим источником для этой части Патомского бассейна являлся коровый компонент с устойчивым значением $t(DM_1)$ 1.6–2.0 млрд лет, выведенный в область размыва задолго до аккреции Анамакит-Муйского террейна.

Начало позднебайкальского этапа документируется бимодальной серией вулканитов и расслоенными интрузиями Олокитской зоны континентальных палеорифтов с возрастом 700–725 млн лет, которые сменяются масштабным процессом деструкции раннедокембрийской коры и ювенильного корообразования (670–640 млн лет), локализованного в рифтогенных структурах различной степени раскрытия Кичера-Витимской зоны Байкало-Муйского пояса. Позднебайкальская ювенильная кора представлена фрагментами СМ-типа офиолитов с N-MORB и внутриплитными геохимическими характеристиками, модельными возрастами в диапазоне $t(DM_1)$ 0.65– 1.1 млрд лет и высокими положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$. В результате неравномерно проявленного метаморфизма растяжения и сопровождающих деформаций на рубеже 630–615 млн лет компоненты офиолитов местами преобразованы в тектонические пластины и вместе с раннебайкальскими складчатыми комплексами перекрыты терригенно-вулканогенными и карбонатно-терригенными сериями позднего эдиакария, образующими небольшие грабены и впадины. К югу и юго-западу от Кичера-Витимской зоны рифтогенных структур, вулканогенно-осадочные серии позднего эдиакария и фрагменты карбонатной толщи раннего кембрия объединены в Катера-Ангарскую зону, включающую также кембрийские адакитовые граниты и плагиограниты. В расположенной южнее Баргузинской зоне, принадлежащей “Енисей-Забайкальскому” тектоническому коллажу террейнов ЦАПП (по [2]), также выделяются криогений-эдиакарские (?) вулканогенно-карбонатно-терригенные прогибы и кембрийские карбонатные осадочные бассейны с раннебайкальским фундаментом.

В конце позднебайкальского этапа завершилось структурное обособление Байкальского геоблока – клиновидной структуры “входящего угла” в фундаменте Сибирского кратона [9], ограниченной с юга Селенгино-Каларской коллизионно-сдвиговой зоной. Его морфоструктура

резко контрастирует с линейными складчатыми зонами ЦАПП и подобна деформированному ромбу – универсальному морфотипу тектонических структур, возникающих в результате сдвиговых деформаций коры. С позиций экспериментальных сдвиговых моделей, внешняя Байкало-Патомская складчатая зона кратона и Анамакит-Муйский террейн вместе с наложенными позднебайкальскими комплексами Катера-Ангар-ской и Баргузинской зон, представляют крылья единой синсдвиговой системы Байкальского геоблока.

В платформенной области кратона, пограничной с Байкальским геоблоком, процессы позднебайкальского рифтогенеза определили формирование Патомско-Вилюйского палеорифтового прогиба и Паршинско-Талаканского грабена [10], сегментированных прогибов Ангаро-Ленской зоны, а также внутри- и межблоковых эшелонированных сдвиговых зон.

Согласно современным данным о процессах дискретного растяжения/сжатия континентальной коры в ходе эволюции внутриплитных осадочных бассейнов [11 и др.], раннепалеозойские складчато-надвиговые деформации в платформенной области широкого развития мощных соленосных толщ могут быть не связаны с коллизионными событиями в Байкальском геоблоке. С другой стороны, Мамская и Жуинская зоны транспрессии в Байкальском геоблоке, сопровождающиеся высокоградиентным метаморфизмом и складчатыми деформациями, коррелируют с позднепалеозойским растяжением в Вилюйской рифтовой области. Таким образом, ведущее значение в тектонической эволюции БСО, на взгляд автора, принадлежит рифтогенному режиму и процессам сдвигового тектогенеза, которые стали доминирующими на позднебайкальском этапе (725–550 млн лет) и определили формирование Байкальского геоблока в составе Байкало-Вилюйской палеорифтовой системы длительного дискретного развития. В заключение отметим, что при таком подходе включение Байкальской складчатой области в особую категорию “метаплатформенных тектонических областей”, промежуточных по своим геологическим характеристикам между подвижными поясами и древними платформами [12], оказывается весьма актуальным. Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2019-0001 при поддержке Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург) и РФФИ (проект № 18-05-00724).

Литература

1. *Krener A., Kovach V., Alexeiev D. et al.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: farther evidence from field relationships and isotopic data// Gondvana Research. 2017. V. 50. P. 135–166.

2. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др*. Модель формирования орогенных поясов Центральной Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

3. *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

4. *Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И.* Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Улан-Удэ. ГИН СО РАН. 2004. CD ROM.

5. *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С.60–79.

6. *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.

7. *Рыцк Е.Ю.* Этапы формирования и тектоническая зональность Байкало-Муйского пояса (Байкальская горная область) // Тез. докл. “Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика.” Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. 2019. С. 189–191.

8. *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: из-во СО РАН, 2005. 303 с.

9. *Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 156 с.

10. *Шемин Г.Г., Мигурский А.В., Смирнов М.Ю. и др*. Перспективы нефтегазоносности региональных резервуаров Предпатомского регионального прогиба (Сибирская платформа). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. 315 с.

11. *Леонов М.Г., Бакеев Р.А., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Стефанов Ю.П., Татурова А.А.* Тектоническая дифференциация осадочных бассейнов (постановка вопроса и пути решения) // Тезисы докл. "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса". Иркутск, 2017. Вып. 15. С. 165–168.

12. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.

А.В. Рязанцев[1], А.В. Пилицына[1], Б.Г. Голионко[1], О.А. Артемова[2]

Ранне-среднедевонский обдукционный метаморфизм в подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона на Южном Урале: данные U/Pb (SHRIMP) и $^{39}Ar/^{40}Ar$ исследований

Кемпирсайский аллохтон сложен полным разрезом офиолитовой ассоциации [10]. Он облекает южную периклиналь Эбетинской антиформы зоны Уралтау, сложенной вулканогенно-осадочными, терригенными и терригенно-кремнистыми толщами венда и раннего-среднего палеозоя. Севернее располагается Хабарнинский офиолитовый аллохтон. Центральная часть Кемпирсайского аллохтона сложена дунит-гарцбургитовым комплексом, который подстилается дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-норитовым восточно-хабарнинским комплексом (ВХК). Структурно ниже залегают различные мафитовые комплексы, испытавшие гранулитовый метаморфизм. Офиолиты подстилаются вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами венда и палеозоя, в которых в узком ареале проявлен амфиболитовый метаморфизм.

Представительные разрезы метаморфических комплексов находятся на северо-западе (Куагачский сегмент) и на юго-востоке (Мамытский сегмент) аллохтона [3–5].

Мамытский сегмент представляет собой узкую изоклинальную синформу, ядро которой сложено дунит-гарцбургитовым комплексом. На ее западном крыле и северной центриклинали залегают вендские, ордовикские, силурийские и девонские разнофациальные толщи, метаморфизм которых на расстоянии 150 м меняется от высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации с гранатом и сине-зеленой роговой обманкой, при приближении к перекрывающим гранатовым амфиболитам. Маркирующим элементом ниже гранатовых амфиболитов является толща эпидот-актинолитовых сланцев по подушечным базальтам. Характерные черты состава сланцев – TiO_2=1.8–2.25%, (La/Yb)n =0.7–0.9 и 1.2–4.0, f=0.57–0.66, позволяют сравнивать их с подушечными базальтами и долеритами комплекса параллельных

[1] Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; avryazan51@mail.ru, skoblenkoa@mail.ru, golbor62@gmail.com
[2] Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия; kb.artemova@gmail.com

даек в структуре Кемпирсайского аллохтона и в Южных Мугоджарах на р. Шулдак, возраст которых оценивается как D_{1-2} [10].

Толщи метаморфических пород смяты в складки нескольких генераций, из которых наиболее ранние – колчановидные складки, на которые последовательно наложены изоклинальные складки и асимметричные складки северо-восточной, а затем юго-западной и западной вергентности.

На метаморфические породы палеозойского и вендского разреза налегают аллохтоны с метаморфическими комплексами, среди которых преобладают метагаббровые амфиболиты, гранатовые и сапфирин-корунд-гранатовые амфиболиты.

В Мамытском сегменте в основании разреза залегают мигматизированные меланократовые гранатовые амфиболиты с шириной выхода 250–600 м (мамытский комплекс). Вблизи контакта с перекрывающим ВХК гранатовые амфиболиты содержат линзовидные ксеноблоки мезократовых метагаббро, метагаббро-норитов и метатроктолитов кокпектинского комплекса. В амфиболитах видны пологоволнистые изгибы кристаллизационной сланцеватости. Мигматиты смяты в птигматитовые складки.

В Куагачском сегменте на эпидот-актинолитовые метабазальтовые сланцы налегают такситовые меланократовые и мезократовые амфиболизированные габбро (куагачский комплекс), в которых по мере приближения к перекрывающему ВХК появляется гранат. Меланократовые гранатовые амфиболиты здесь образованы также по долеритам в пакетах параллельных даек.

ВХК наиболее полно представлен в Куагачском сегменте и его ширина достигает 1 км. В Мамытском сегменте в разрезе присутствуют тонко переслаивающиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты. Породы милонитизированы, разгнейсованы. В них неравномерно проявлен амфиболитовый метаморфизм с образованием шпинелевых симплектитов и Cr-ставролита. Ширина выхода комплекса 350–800 м.

Меланократовые гранатовые амфиболиты мамытского комплекса – породы с отчетливо порфиробластовой микроструктурой, где зерна граната (до 2 мм и более) окружены вытянутыми кристаллами амфибола, плагиоклаза, реликтовыми зернами моноклинного пироксена. Состав гранатовых амфиболитов соответствует пикробазальтам и базальтам, с натриевым, редко калий-натриевым типом щелочности, TiO_2=1.7–3.0%. Породы принадлежат толеитовой серии с (La/Yb)n=1.6–1.7, сходны с E-MORB и N-MORB. Амфиболиты по составу близки метабазальтовым эпидот-актинолитовым сланцам, в подошве аллохтонов.

Метагабброиды куагачского комплекса по составу отвечают пикробазальтам и базальтам с натриевым типом щелочности, TiO_2=0.8–1.1,

Al_2O_3=15–17%, (La/Yb)n=0.4–0.7, с заметной Ta-Nb отрицательной аномалией и имеют сходство с N-MORB. Протолитом амфиболитов куагачского комплекса, вероятно являются породы комплекса амфибол-пироксеновых габбро, выделяемого в структуре Кемпирсайского аллохтона [1]. По геохимическим параметрам эти породы наиболее близки долеритам комплекса параллельных даек и вмещающих их пиллоу-базальтов, распространенных на юго-западе Кемпирсайского аллохтона и в Западно-Мугоджарской зоне на р. Шулдак [10].

Лейкократовые и мезократовые габбро и троктолиты кокпектинского комплекса превращены в клиноцоизит-амфибол-пироксеновые породы с порфиробластами граната, корунда, Cr-ставролита, сфена, сапфирина. Массивные метатроктолиты превращены в друзиты. В них плагиоклаз замещен гроссуляром, который в сторону оливина сменяется пироп-альмандином и венцом из амфибола и клиноэнстатита. Состав метагабброидов соответствует пикробазальтам и базальтам, в которых TiO_2=0.1–0.55%, Al_2O_3=17–26%. Они обеднены РЗЭ (на уровне 1–3.5 хондритов), (La/Yb)n =0.3–1.0, с положительной Eu аномалией (Eu/Eu*= 1.1–2.71) и с выразительной Ta-Nb отрицательной аномалией. На дискриминационных диаграммах точки комплекса располагаются в поле островодужных базальтов. Протолитом высокоглиноземистых пород служат габброиды и троктолиты кокпектинского комплекса, который выделяется в структуре одноименного массива на юго-западе Кемпирсайского аллохтона [1].

Породы дунит-верлит-клинопироксеннит-габбро-норитового ВХК отличаются от описанных выше метагабброидов повышенным содержанием K, Rb, Sr, при умеренной глиноземистости, низком содержании TiO_2, с дифференцированным спектром РЗЭ и высоким La/Yb отношением [9].

Пиковая ассоциация гранатовых амфиболитов мамытского комплекса по гранат-пироксеновому термобарометру характеризуется гранулитовыми параметрами – T=790°C и P=12 кбар. Следующая ассоциация сформирована по сценарию изотермальной декомпрессии при T=770° и P=7.4 кбар. Завершающая ассоциация отражает механизм изобарического охлаждения при T=660° и P=7.3 кбар. Присутствие в кокпектинских метатроктолитах вблизи контакта с ВХК парагенезисов с сапфирином вероятно отражает более высокие температуры прогрессивного метаморфизма.

На северной периклинали Мамытской синформы из гранатовых амфиболитов в точке (50°35'08,74"с.ш., 58°26'00,12"в.д.) выделен амфибол, ^{39}Ar-^{40}Ar возраст которого 407±8.8 млн лет. На восточном крыле синформы из гранатовых амфиболитов в точке (50°32'37,20 с.ш., 58°26'01,00"в.д.) выделены бесцветные прозрачные цирконы округлой

изометричной многогранной формы без зональности на сером фоне в CL-фото. Содержания U=19–38 ppm, Th/U=0.4–1.0. Формирование цирконов, по-видимому, связано с пиковыми параметрами гранулитового метаморфизма. U/Pb возраст цирконов (SHRIMPII, ВСЕГЕИ) 392±4.2 млн лет.

Полученные результаты хорошо коррелируются с данными предшественников. Из амфиболитов на юге Кемпирсайского массива ранее были выделены цирконы, подобные вышеописанным, U/Pb (La-ICP-MS) возраст которых 410±6 млн лет [12]. Значения возраста около 411–415 млн лет получены разными методами для гранатовых амфиболитов Хабарнинского аллохтона [7, 9].

Считается, что метаморфизм, связан со становлением ВХК и обдукцией [9]. С обдукцией, по-видимому, связаны асимметричные складки преимущественно западной вергентности в подстилающих аллохтон толщах. Наиболее древние цирконы из габбро-норитов ВХК соответствуют возрасту 412±6 млн лет [9]. В ВХК и подстилающих амфиболитах Хабарнинского аллохтона отмечается регрессивная эволюция метаморфизма и связанные с амфиболитовой стадией возрасты около 389–397 млн лет [6, 9].

Связь метаморфизма с обдукцией накладывает некоторые ограничения на нижний предел его возраста, так как в структуре аллохтонов есть более молодые офиолитовые комплексы, по отношению к возрасту метаморфизма. Это ассоциирующие с комплексом параллельных даек в Хабарнинском аллохтоне гранитоиды (399.8±6.2 млн лет [2], 394±2 млн лет [8]). Sm-Nd возраст габбро Кокпектинского массива 397±20 млн лет [13]. В метаморфическом ареале, связанном с обдукцией, находятся породы кремнисто-карбонатной акчуринской (кызылфлотской) толщи, которая включает низы эйфельского яруса. Полученный нами возраст цирконов 392±4.2 млн лет не противоречит этим данным, а более древние значения требуют дополнительного осмысления. В любом случае устанавливается близкий возраст образования офиолитовых комплексов и обдукции.

Значение 392±4.2 млн лет близко U/Pb возрасту UHP метаморфизма эклогитов в максютовском комплексе – 388±4 млн лет [14]. Гранулитовый метаморфизм кемпирсайских и хабарнинских комплексов и UHP метаморфизм максютовского комплекса, вероятно, связаны с аккреционно-коллизионными процессами в близкой геодинамической обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00308.

Литература

1. *Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Леснов Ф.П., Петрова Т.Е.* Условия формирования и особенности состава Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала // Литосфера. 2007. № 4. С. 41–58.

2. *Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е.* Раннедевонские надсуб-дукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.

3. *Ефимов А.А., Царицын Е.П.* Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива// Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 26–36.

4. *Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В.* Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 25–37.

5. *Перцев А.Н., Савельев А.А.* Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21–35.

6. *Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* K-Ar датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // ДАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.

7. *Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П.* Изотопные Sm-Nd данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // ДАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 224–228.

8. *Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В.* Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. Информац. мат-лы ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2008. С. 277–285.

9. *Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М., Готтман И.А., Серов П.А., Бирюзова А.П., Юдин Д.С.* Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2009. С. 125–132.

10. *Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б.* Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов из офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. С. 65–96.

11. *Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А.* Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента //

Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука. 1998. С. 93–117.

12. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Холоднов В.В.* Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.

13. *Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet Sci Lett. 1985. Is. 72. P. 389–404.

14. *Leech M.L., Willingshofer E.* Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the South Urals // Earth and Planetary Science Letters. 2004. Is. 226. P. 85–99.

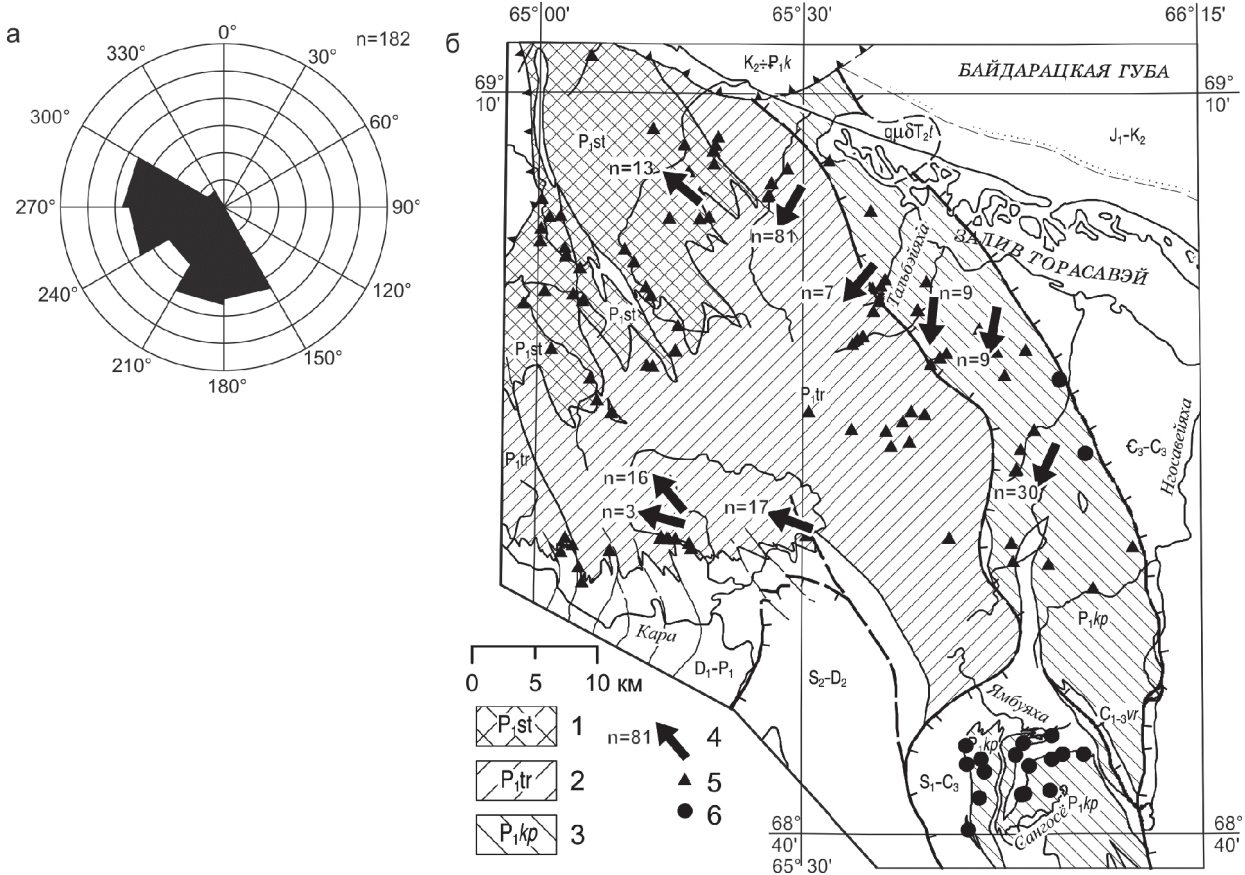
Г.В. Савельев[1], **А.Г. Коннов**[1]

Источники сноса нижнепермских терригенных отложений Полярного Урала и юго-востока Пай-Хоя

Нижнепермские терригенные отложения изучены в пределах Пайхойского и Байдарацкого аллохтонов в зоне их сочленения к юго-западу от залива Торасавэй (рис. 1), а также южнее, в северной части Лемвинского аллохтона в районе истоков р. Харота. Рассматриваемые аллохтоны сложены преимущественно глубоководными образованиями пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Они согласно перекрываются рассматриваемыми в настоящей работе нижнепермскими турбидитовыми отложениями. В пределах Пайхойского аллохтона наблюдается их согласный контакт с перекрывающими нижне-среднепермскими мелководными лагунными и континентальными отложениями, в пределах Байдарацкого и Лемвинского аллохтонов более молодых уральских образований не фиксируется.

Пермские терригенные отложения Пайхойского аллохтона подразделяются по литологическим признакам на три стратона, образование которых описывается моделью конуса выноса [3]. Поступление терригенного материала началось с образования позднесакмарской **пэтаркинской свиты**, сложенной тонкозернистыми турбидитами с преобладанием алевролитов и аргиллитов и редкими маломощными прослоями

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; savelevspbu@mail.ru


а
0°
30°
60°
90°
120°
150°
180°
210°
240°
270°
300°
330°
n=182
б
65° 00'
65° 30'
66° 15'
69° 10'
68° 40'
65° 30'
БАЙДАРАЦКАЯ ГУБА
ЗАЛИВ ТОРАСАВЭЙ
K2÷P1k
J1-K2
γμδT2?
P1st
P1tr
P1kp
n=13
n=81
n=7
n=9
n=16
n=3
n=17
n=30
Тальюэйяха
Кара
D1-P1
S2-D2
S1-C3
C1-3vr.
Ямбуяха
Сангосё
Нгосавейяха
0 5 10 км
1
2
3
4
5
6

← **Рис. 1.** а – роза-диаграмма ориентировок подошвенных знаков; б – карта зоны сочленения Пайхойского и Байдарацкого аллохтонов.
1 – сатосинская толща; *2* – тарханская толща; *3* – кечьпельская свита; *4* – направление палеотечений и количество замеров; *5, 6* – места отбора проб песчаников первого и второго типов соответственно

песчаников. Отложения пэтаркинской свиты отвечают границе конуса выноса и абиссальной равнины. Вышележащая **тарханская толща** предположительно раннеартинского возраста сложена классическими турбидитами с увеличением доли песчаников в верхней части, накапливавшимися во внешней и средней частях конуса выноса. Залегающая выше **сатосинская толща** артинского – ранней половины кунгурского века представляет собой тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов с оползневыми горизонтами, олистолитами известняков, также встречаются песчаные и гравелитистые отложения русловых фаций и тонкозернистые турбидиты прирусловых валов. Интерпретируется, что эти отложения сформированы в части конуса выноса, наиболее близкой к склону бассейна.

В пределах Байдарацкого и Лемвинского аллохтонов традиционно выделяется **кечьпельская свита** ассельско-раннеартинского возраста. В составе свиты доминируют классические турбидиты, что позволяет условно соотнести отложения свиты с отложениями тарханской толщи.

Изучение ориентировки подошвенных знаков указывает на наличие двух генеральных направлений переноса обломочного материала – с **востока**, характерное для отложений Лемвинского аллохтона и южной части Пайхойского аллохтона, и с **севера**, характерное для наиболее северной части Пайхойского аллохтона (рис. 1) [1, 2].

По петрографическому составу обломочной части песчаники изученных отложений – незрелые полевошпатовые и кварцевые граувакки. Обломки пород представлены преимущественно различными силицитами и эффузивными породами основного, редко кислого состава. По содержанию обломков магматических пород выделяется два типа песчаников. В песчаниках первого типа зерна магматических пород слагают от 10–15% до 40–45%, чаще всего 20–25%. В песчаниках второго типа зерна магматических пород единичны или слагают до первых процентов обломочной части.

Песчаники первого типа характерны для отложений Пайхойского аллохтона – тарханской и сатосинской толщ, а также для отложений кечьпельской свиты в северных частях её развития в пределах Байдарацкого аллохтона (в междуречье рр. Тальбэйяха и Нгосавэйяха). Песчаники второго типа характерны для отложений кечьпельской свиты Лемвинского аллохтона, а также для отложений южной части площади

развития кечьпельской свиты в пределах Байдарацкого аллохтона – между р. Ямбуяха и руч. Сангосё.

Геохимический состав песчаников первого типа характерен для незрелых песчаников, сформированных на активной континентальной окраине, на что указывает тренд расположения точек состава на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc. По высоким значениям Cr/V и Co/Th и низким значениям Y/Ni, La/Sc, а также по характеру распределения лантаноидов песчаники второго типа схожи с песчаниками, образующимися при разрушении островодужных пород и пород офиолитовой ассоциации. На наличие таких пород в петрофонде указывает также минералогический состав тяжелой фракции: лейкоксен, хромит, магнетит.

Следует отметить, что для песчаников отложений с юго-восточной ориентировкой палеотечений – как для южной части области развития тарханской толщи, так и для песчаников сатосинской толщи на севере рассматриваемой территории – характерны более высокие значения отношения Cr/V (2.2–3.8), чем для отложений тарханской толщи и кечьпельской свиты, развитых на севере рассматриваемой территории (1.0–2.2) (рис. 2).

Геохимический состав песчаников второго типа также, как и песчаников первого типа, характерен для незрелых песчаников, но отличается по характеристикам, отражающим состав петрофонда. По низким значениям Cr/V и Co/Th и высоким значениям Y/Ni, La/Sc, а также по характеру распределения лантаноидов песчаники второго типа схожи с песчаниками, образующимися за счет размыва пород кислого состава и пород древней континентальной коры.

Песчаники описываемых типов различаются также и по распределению возрастов обломочных цирконов. В песчаниках первого типа основная часть возрастов сконцентрирована в диапазоне от 675 до 300 млн лет (поздний рифей – поздний карбон), при этом 60% зерен формируют группу возрастов от 430 до 350 млн лет (ранний силур – ранний карбон). С учетом состава песчаников в качестве возможного источника обломочного материала этого возраста можно предположить островодужные образования, предполагаемые в акватории Байдарацкой губы.

Распределение возрастов в песчаниках второго типа характеризуется схожим диапазоном возраста основной части зерен, однако помимо раннесилурийско-раннекаменноугольных возрастов широко развиты зерна с возрастами от 675 до 480 млн лет (поздний рифей – поздний кембрий). Материал этого возраста связывается с размывом рифтогенных образований основания уралид и доуральских островодужных комплексов. Также в песчаниках второго типа, в отличие от песчаников первого типа, присутствуют группы по несколько зерен с возрастом 2000–800 млн лет.

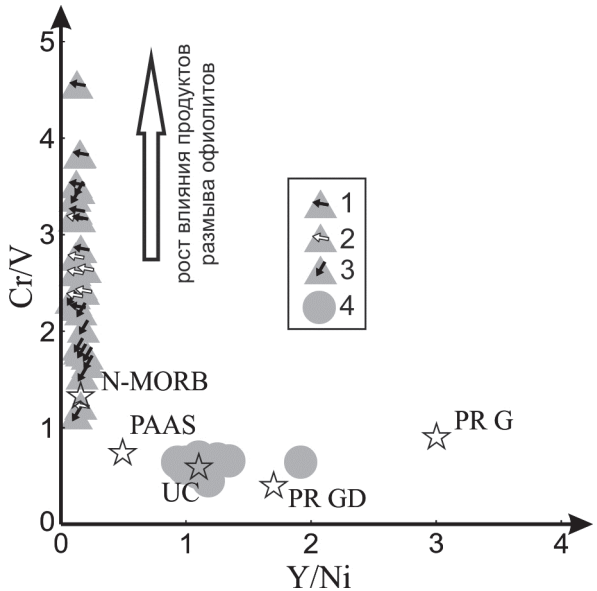


Рис. 2. Диаграмма Cr/V–Y/Ni для исследуемых песчаников.
Фигуративные точки состава песчаников: *1* – тарханской толщи в южной части области её развития, *2* – сатосинской толщи, *3* – тарханской толщи и кечьпельской свиты в северной части площади их развития, *4* – кечьпельской свиты в южной части области развития в пределах Байдарацкого аллохтона и в пределах Лемвинского аллохтона. Направление переноса обломочного материала (указано стрелками): 1 и 2 – с востока и юго-востока, 3 – с севера и северо-востока

Литература

1. *Салдин В.А.* Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеодинамики // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. № 10. С. 2–5.

2. *Салдин В.А.* Осадконакопление в позднем палеозое на севере Урала и Пай-Хоя // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра // Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 306–311.

3. *Walker R.G.* Deep-Water Sandstone facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. № 62/6. P. 932–966.

К.А. Савко[1], А.В. Самсонов[2], А.Н. Ларионов[3], Е.Х. Кориш[1], М.В. Червяковская[4], Н.С. Базиков[1]

Эпизоды роста континентальной коры в раннем докембрии Сарматии

Сохранившиеся фрагменты архейского корового сегмента Сарматия выделяются в южной части нынешнего Восточно-Европейского кратона. Начало ее геологической истории фиксируется в палеоархее. Курский, Приазовский и Среднеприднепровский блоки являются наиболее изученными частями Сарматии.

Палеоархей. Наиболее ранние свидетельства существования палеоархейской (или даже эоархейской) коры Сарматии зафиксированы в ядрах цирконов из мезоархейских метапелитовых гранулитов и мигматизированных тоналитовых гнейсов (SHRIMP-II). Широкие высокоурановые каймы имеют возрасты около 2.8 млрд лет, отражающие метаморфическое событие [1]. Конкордантные значения возрастов, измеренных в ядрах цирконов, образуют три кластера: 3553±9, 3464±9 и 3334-3384 млн лет. Измерения изотопного состава Hf в древнейших цирконах позволили установить модельный возраст протолитов от 3.6 до 4.2 млрд лет, рассчитанный по двухстадийной модели.

Мезоархей. Основной объем коры Курского блока Сарматии состоит из мезоархейских гранито-гнейсовых ареалов и зеленокаменных поясов. Они слагают гранулит-гнейсовые и мигматит-гнейсовые области, занимающие огромные площади между палеопротерозойскими синформами. Эти мезоархейские комплексы представляют, вероятно, наиболее ранний из распознаваемых этап формирования континентальной коры, консолидация которого маркируется HT-LP метаморфизмом на уровне 2.8 млрд лет [1].

Временной период ТТГ магматизма в Курском блоке составляет 2960–3051 млн лет с отдельными импульсами 2960, 3025 и 3051 млн лет, Sm-Nd изотопные данные по валовым пробам и Lu-Hf по цирконам свидетельствуют о сравнительно кратковременной коровой предыстории источников ТТГ расплавов, которыми могли служить основные

[1] Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ksavko@geol.vsu.ru
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
[3] Центр изотопных исследований Всероссийского геологического института им. Д.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
[4] Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

породы гнейсовых и зеленокаменных комплексов с возрастом 3.1–3.2 млрд лет [2, 3] и более древние ТТГ.

Магматические протолиты метариолитов архейких зеленокаменных поясов образовались около 3.12 млн лет назад. По геохимическим характеристикам и изотопному составу Nd они очень близки к ТТГ [4].

Неоархей. На мезоархейском основании происходило развитие континентальных рифтовых структур, сопровождавшееся базитовым вулканизмом и терригенным осадконакоплением в период приблизительно 2.75–2.65 млрд лет. Эти породы обособлены от предшествующих мезоархейских комплексов структурным и стратиграфическим несогласием и отрывом по возрасту и фиксируют самостоятельный этап геологической эволюции Сарматии в конце архея. Нижние части разрезов сложены метаморфизованными породами коматиит-базальтовой формации, которые последовательно сменяются вверх по разрезу толеитовыми метабазальтами с ограниченным количеством прослоев метатерригенных пород.

В пределах Курского блока Сарматии локально проявлен внутриплитный гранитоидный магматизм с возрастом 2.61 млрд лет, представленный вулкано-плутонической ассоциацией риолитов и гранитов. Lu-Hf изотопные исследования цирконов и Sm-Nd валовых проб свидетельствуют о гетерогенности корового источника, основными компонентами которого были палеоархейские метапелиты и мезоархейские ТТГ ассоциации [5].

Палеопротерозой. Мощные осадочные отложения, включающие карбонатные, терригенные породы и хемогенные железисто-кремнистые формации (ЖКФ), формировались на архейской платформе в результате трансгрессии на границе неоархея и палеопротерозоя [6]. Существовало, по крайней мере, два крупных бассейна Михайловский и Курско-Криворожский, отличающихся по строению осадочных разрезов. Последний включал Тим-Ястребовский и Кременчугско-Криворожский суббассейны, которые были разделены в палеозое Днепрово-Донецким прогибом. Седиментация мощных толщ ЖКФ в период 2.50–2.45 млрд лет является одним из важнейших планетарных геологических событий.

После накопления BIF трансгрессия сменяется регрессией, когда накапливались мелководные терригенные и карбонатные отложения в период 2450–2420 млн лет. В результате регрессии появилось пологое сводовое поднятие, и наступил длительный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся эрозией. В период ~2.4–2.2 млрд лет накапливались только континентальные отложения – дельтовые, аллювиальные, озерные и гляциальные.

Около 2.2 млрд лет в Сарматии происходило заложение континентальных грабенообразных рифтогенных впадин в центральной части

сводового поднятия. Зарождение впадин сопровождалось мощными ареальными излияниями базальтов. Прослои углеродистых сланцев среди базальтов фиксируют прерывистый характер вулканизма. По составу вулканиты отвечают типичным континентальным базальтам [7]. На ранних этапах развития рифтов излияния базальтов происходили в субаэральных условиях, одновременно с отложением континентальных косослоистых красноцветных песчаников, а также конгломератов и гравелитов. По мере развития рифтовых впадин базальтовые толщи формировались в условиях морского бассейна вместе с алевролитами, известково-силикатными породами и доломитами.

В истории кратона Сарматия позже 2.2 млрд лет был продолжительный перерыв в осадконакоплении. На его восточном фланге (в современных координатах) на активной окраине в Волго-Донском океане (Лосевский и Воронцовский террейны) формировалась островодужная система в интервале 2.20–2.14 млрд лет [8] и возник Волго-Донской ороген [9]. Восточнее на активной континентальной окраине Воронцовского террейна происходило быстрое накопление флишевых толщ воронцовской серии, завершившееся к рубежу 2.1 млрд.лет [10]. Результатом коллизии Волгоуралии и Сарматии около 2.1 млрд лет был зональный метаморфизм с возрастом 2.07 млрд лет [1]. В палеопротерозойских синформах направленный стресс стал причиной вязких деформаций пластичных осадков и зонального метаморфизма. Максимально деформации выражены на бортах синформ, где залегают железистые кварциты с очень крутыми углами складчатости, фактически они стоят на "головах".

Около 2.06 млрд лет произошло кратковременное и очень мощное магматическое событие, связанное с распадом коллизионного орогена. Постколлизионный магматизм Сарматии выражен внедрением в кору огромного объема разнообразных магм, совмещенных в пространстве и времени. Это S-, A- и I-типы гранитоидов, диоритов, габброидов, перидотитов, сиенитов, карбонатитов и вулканитов бимодальной серии. Такое многообразие обусловлено различиями в строении литосферы, в составе и длительности предыстории корового субстрата, температур, глубин и степени плавления и коровой контаминацией.

Брянский блок, является продолжением структур Курского блока в северо-западной части Сарматии, граничащий с Осницко-Микашевичским вулкано-плутоническим поясом. Слагающие его палеопротерозойские гранулит-гнейсовые и интрузивные комплексы характеризуются мезоархейскими модельными возрастами (T_{Nd}(DM) = 2,9–3.2 млрд лет). В его пределах зафиксирован гранулитовый метаморфизм с возрастом 2036 млрд лет [1].

Завершается раннедокембрийская история роста коры внедрением интрузивных траппов смородинского и новогольского комплексов с возрастом 1.8 млрд лет [11].

Литература

1. *Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al.* The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // Precam. Res. 2018. V. 311. P. 1–23.

2. *Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutman A.P., Compston W.* Evolution of the Archaean Aulian Gneiss Complex, Ukraine: SHRIMP U–Pb zircon evidence // Precam. Res. 1996. V. 78. P. 65–78.

3. *Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др.* Геохронология ТТГ ассоциации в мезоархее Курского блока Восточной Сарматии // Вестн. Воронеж. ун-та. сер. геол. 2019. № 2. С. 70–80.

4. *Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н.* Мезоархейские кислые вулканиты Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляции с Украинским щитом // ДАН. 2019. Т. 486. № 6. С. 718–722.

5. *Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V. et al.* 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations// Precam. Res. 2019 V. 322. P. 170–192.

6. *Савко К.А., Базиков Н.С., Артеменко Г.В.* Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения// Стратиграфия. Геол. корр. 2015. № 5. С. 3–21.

7. *Савко К.А., Цыбуляев С.В., Кориш Е.Х.* Метабазиты Тим-Ястребовской и Авильской рифтогенных структур на восточной окраине Сарматии: геохимия, источники расплавов и геологические корреляции// Вестн. Воронежского ун-та. сер. геол. 2016. № 2. С. 51–65.

8. *Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н.* Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива// ДАН. 2014. Т. 454. № 5. С. 575–578.

9. *Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

10. *Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С.* Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса// Вестн. Воронеж. ун-та. сер. геол. 2011. № 1. С. 70–94.

11. *Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Бойко П.С.* Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // Вестник Воронеж. ун-та. сер. геол. 2012. № 2. С. 84–94.

Ю.С. Савчук[1], А.В. Волков, А.Л. Галямов

О геотектонической позиции рудных месторождений Чилийской активной окраины

Активные окраины континентов являются важным элементом их строения и выделяются по характерным структурно-вещественным комплексам. Наиболее показательными являются вулкано-плутонические пояса или дуги, с которыми связаны месторождения разнообразных полезных ископаемых. Металлогеническая зональность, проявленная в пределах этих структур закономерна, так же установлен прерывисто-поясовый характер размещения крупных месторождений в протяженных металлогенических зонах, который пытались объяснить локальными причинами, например, пересечением разломов разного порядка и т.п.

Магматическая дуга на Тихоокеанском побережье Чили – классический пример региона распространения медно-порфировых, эпитермальных Au-Ag, золото-сульфидно-кварцевых, IOCG-типа железорудных месторождений. Интенсивная магматическая и гидротермальная деятельность определяется здесь пододвиганием и поглощением по долгоживущей зоне субдукции океанической плиты Наска. Металлогения этой территории рассматривалась во многих работах [1–3, 8, 10, 11 и др.], которые посвящены главным образом закономерностям размещения и особенностям формирования крупных и гигантских медно-порфировых, Au-Ag эпитермальных и IOCG-типа месторождений. Однако в этих работах не определена позиция золото-сульфидно-кварцевой минерализации, которая образует небольшие месторождения – объекты старательской добычи [4]. Нами были обследованы основные золото-сульфидно-кварцевые месторождения, определено положение их тренда и рассмотрена общая металлогеническая зональность в современных геофизических моделях литосферы.

Медно-порфировые месторождения Андийского пояса группируются в меридиональные полосы. **Железорудные месторождения относятся к** IOCG типу**.** Выделяются раннемеловой и позднеюрский пояса этих месторождений [10, 12]. В северной части Чили, в олигоцен-миоценовых вулканитах кислого состава развиты эпитермальные Au-Ag месторождения пояса Марикунга [9].

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; yurasavchuk@yandex.ru

Золото-сульфидно-кварцевые прожилково-жильные месторождения достаточно широко распространены в центральной части Чили, имеют ярко выраженный линейный характер, четкие границы рудной минерализации, при крайне неравномерном распределении золота. Средние содержания золота в обогащенных блоках 3–6 г/т, запасы до нескольких тонн металла [4]. Протяженность жил от нескольких десятков и первых сотен метров, до нескольких километров, при мощности 0.2–4 м. Как правило, развиты системы субпараллельных жил, в зонах общей шириной до 200–1300 м, группирующиеся в меридиональную полосу.

Таким образом, все типы месторождений – медно-порфировый, IOCG, эпитермальный Au-Ag и золото-сульфидно-кварцевый, образуют линейно-вытянутые пояса, а наиболее рудоносные кластеры в них иногда связывают с поперечными северо-западными линеаментами [11].

Для объяснения закономерностей размещения рудных месторождений в Центрально-Андском сегменте активной окраины, проанализированы результаты современных геофизических исследований литосферы: поверхности Мохо, плотности и термального режима верхней мантии по [13]. Все рудные месторождения тяготеют к области, характеризующейся на глубинах 60 км более плотной и холодной мантией. Железорудные месторождения локализованы в поле глубины залегания Мохо от 10 до 25 км, а медно-порфировые – в поле глубин 25–50 км. Золото-сульфидно-кварцевые месторождения занимают позицию на границе этих поясов, а эпитермальные объекты располагаются в поле глубин Мохо 60–75 км.

Объяснение этому факту представили S.M. Kay и C. Mpodozis [7], рассмотревшие геодинамическую обстановку формирования месторождений наиболее рудоносного Центрально-Андского сегмента (22–34° ю.ш.). По их данным, основные рудные районы имеют общие тектонические и магматические особенности, которые соответствуют модели их формирования в неглубокой зоне субдукции или во время начального выкручивания ранее пологой зоны субдукции. Рудные месторождения тяготеют к области с более плотной и холодной мантией на глубинах 60 км, что объясняется прошедшими процессами дегидратации погружающейся плиты, гидратацией мантии и переходом амфиболосодержащих минеральных комплексов к гранат-содержащим высокобарическим в нижней коре, где образовались очаги плавления.

Глобальная металлогеническая однородность Тихоокеанского рудного пояса [2, 5, 6], с одной стороны, позволяет предполагать широкое развитие аналогов американских месторождений и на Северо-востоке России; а с другой – предлагаемая модель позволяет локализовать наиболее рудоносные сегменты пояса.

Работа выполнена в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН «Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России» и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 8.

Литература

1. *Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И.* Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: ООО «МАКС Прес», 2014, 355 с.

2. *Волков А.В., Сидоров А.А.* Минеральное богатство Тихоокеанского рудного пояса // Вестник РАН. 2019. Т. 89. № 2. С. 157–165.

3. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.

4. *Савчук Ю.С., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Аристов В.В.* Малообъемные месторождения золота района Кокимбо (Республика Чили) // Разведка и охрана недр, 2016. №7. С.19–24.

5. *Сидоров А.А., Волков А.В., Галямов А.Л., Чижова И.А.* Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2018. № 2. С. 3–17.

6. *Смирнов С.С.* О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1946. № 2. С. 13–28.

7. *Kay S.M., Mpodozis C.* Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Sistems and Thickening Crust // GSA Today. 2001. P. 4–9.

8. *Marschik R., Leveille R.A., Martin W.* La Candelaria and the Punta del Cobre district, Chile: Early Cretaceous iron-oxide Cu-Au (-Zn-Ag) mineralization // Ed by Porter T.M. Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. PGC Publishing, Adelaide, 2000. V. 1. P. 163–175.

9. *Muntean J.L., Einaudi M.T.* Porphyry-epithermal transition: Maricunga Belt, Chile // Economic Geology. 2001. V. 96. N 4. P. 743–772.

10. *Sillitoe R.H.* Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view// Mineralium Deposita. 2003. V. 38. P. 787–812.

11. *Sillitoe R.H.* Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.

12. *Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A. et al.* Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin // Economic Geology. 100th Anniversary Volume, 2005. P. 371–405.

13. Электронный интернет-источник: https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html

А.В. Самсонов[1], В.А. Спиридонов[2], А.В. Постников[3], А.Н. Ларионов[4], Ю.О. Ларионова[1]

Осницко-Микашевичско-Московский магматический пояс: ключ к расшифровке тектонической истории Восточно-Европейского кратона в палеопротерозое

В строении раннедокембрийского Восточно-Европейского кратона (ВЕК) выделяется три крупных коровых сегмента, Сарматия, Волго-Уралия и Фенноскандия, которые спаяны палеопротерозойскими орогенами в единый литосферный блок [1]. Важное место в расшифровке истории формирования ВЕК занимает Осницко-Микашевичско-Московский магматический пояс (ОММП). Эта протяженная палеопротерозойская (около 2.0 млрд лет) структура северо-восточного простирания была выделена на северном краю Сарматии [2], прослежена до Волго-Уралии [3] и рассматривается как активная окраина на краю единого консолидированного Волго-Сарматского континента, сформированная около 2.0 млрд лет [4]. Эта тектоническая модель хорошо обоснована петрологическими и геохронологическими данными для юго-западной части ОММП на краю Сарматии [2, 5–7] и базируется главным образом на геофизических данных для северо-восточной части пояса на краю Волго-Уралии [4]. В нашем докладе будут приведены новые результаты петрологических, изотопных и геохронологических исследований керна 19 глубоких скважин, которые вскрыли палеопротерозойские комплексы северо-восточной части ОММП на протяжении около 700 км. На основании этих данных проведена корреляция породных комплексов юго-западной и северо-восточной частей ОММП, рассмотрены возможные тектонические обстановки их формирования и обсуждаются вопросы палеопротерозойской истории ВЕК.

В юго-западной части ОММП выведен на поверхность на территории Украинского щита и изучен наиболее детально. В его составе выделяется осницкий комплекс (габбро, диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, граниты) и клессовская серия (метавулканиты основного и кислого состава), а также силлы и дайки основных пород [2, 6]. Возраст пород определен в интервале 1.97–2.02 млрд лет [5, 7 и наши дан-

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; samsonovigem@mail.ru, ukalarionova@gmail.com
[2] ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия; spiridonov@yandex.ru
[3] Кафедра литологии, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия
[4] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия; Larionov@vsegei.ru

ные]. Все геохимические характеристики и основных, и кислых пород указывают на их образование в надсубдукционной обстановке. Изотопно-геохимические данные (εNd_T от -0.6 до +2.3; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ от 0.702 до 0.703; εHf_T от -4.8 до +3.1) фиксируют небольшой вклад корового материала в ювенильные надсубдукционные расплавы [6, 8], давая дополнительные аргументы в пользу формирования расплавов в обстановке активной окраины.

В северо-восточной части, ОММП перекрыт осадочным чехлом, выделен на основании геофизических данных и заверен изучением керна скв. Щелковская-7 [3] и скв. Воротиловская [9]. Изученная нами коллекция кернового материала охватывает обширную территорию от Московской до Костромской области и характеризует комплексы северо-восточной части ОММП на интервале около 700 км.

На западе и юге Московской области ОММП аналогичен по составу и возрасту его юго-западной части. Здесь также преобладают разгнейсованные тоналиты, трондьемиты, гранодиориты и граниты, в подчиненном количестве встречены габбро, диориты и метавулканиты основного, среднего и кислого состава. Возрасты пород разного состава, включая диорит, гранодиорит, граниты и метариолит, а также габбронорит [3], по результатам U-Pb датирования циркона лежат в интервале 1.97–2.02 млрд лет. По всем геохимическим особенностям и первичному изотопному составу неодима (εNd_T от -1.4 до +2.3) породы ОММП, вскрытые Московской группой скважин, неотличимо близки к породам его юго-западной части.

Из скважин Воротиловская, Восточно-Пищугская-653 и Рождественская-1, вскрывших ОММП к северо-востоку от Москвы на территории Нижегородской и Костромской области, наиболее представительным является разрез пояса в Воротиловской скважины [10]. Здесь на интервале около 5 км гнейсы диоритового, тоналитового, трондьемитового и гранодиоритового состава с подчиненным количеством кристаллосланцев, амфиболитов и ультрамафических сланцев слагают пологие тела различной, до нескольких сотен метров, мощности. Породы сильно деформированы, имеют пологое залегание гнейсовидности и полосчатости, участками превращены в бластомилониты. U-Pb датирование по циркону диоритовых, тоналитовых, трондьемитовых и гранодиоритовых гнейсов с интервала глубин (4583–5308 м) дает близкие возрасты от 2.00 до 2.02 млрд лет, повторяя главный возрастной интервал 1.99–2.02 млрд лет, зафиксированный по всему разрезу скважины [9]. По геохимическими особенностям основные и кислые породы, вскрытые скв. Воротиловская, аналогичны магматическим комплексам других частей этого пояса, но выделяются наиболее радиогенным первичным

изотопным составом неодима (εNd_T от +0.7 до +2.5), что указывает на минимальный вклад древнего корового материала в источники магм.

Новые петрологические и геохронологические данные доказывают сходство состава и возраста протолитов магматических пород в юго-западной и северо-восточной частях ОММП, который, вероятно, представляет единую палеопротерозойскую структуру протяженностью около 1500 км в центральной части Восточно-Европейского кратона. Ювенильные изотопные характеристики палеопротерозойских магматических комплексов ОММП указывают на ведущую роль деплетированного мантийного или базитового корового источников с минимальным вкладом более древней сиалической коры. Полимодальный состав и геохимические особенности магматических пород ОММП свидетельствуют о формировании расплавов в обстановке конвергентных границ плит.

Разная степень структурно-метаморфической переработки вулканических и плутонических пород в юго-западной и северо-восточной частях ОММП отражает различия их последующей тектонической истории. В юго-западной части, после формирования ОММП рост коры обеспечивался аккрецией разновозрастных островных дуг, которые представлены сложной системой ювенильных палеопротерозойских поясов северного обрамления Сарматии и западной Фенноскандии [8, 11]. Приращение коры за счет сравнительно небольших островодужных террейнов, вероятно, происходило с минимальной тектонической переработкой плутонических и вулканических пород ОММП на краю континентального блока и, соответственно, обеспечило их хорошую сохранность. В северо-восточной части пояса после формирования магматических комплексов ОММП произошла коллизия блоков архейской континентальной литосферы Волго-Уралии и Восточной Фенноскандии. Шов этой коллизионной зоны наследует Среднерусский авлакоген [4, 12]. В ходе этой коллизии магматические комплексы ОММП, сохранившие возраст и изотопно-геохимические характеристики протолитов, были преобразованы в метаморфические породы и, возможно, испытали тектоническое перемещение к югу от коллизионного шва вглубь Волго-Уральского блока.

Таким образом, полученные данные подтверждают и дополняют модель ранней консолидации Волго-Сарматского континента [4], на краю которого на всем протяжении фиксируются ювенильные магматические комплексы ОММП с возрастом около 2.0 млрд лет. Разная степень структурно-метаморфической переработки этой палеопротерозойской активной окраины происходила в ходе последующего объединения литосферных блоков Волго-Сарматии и Фенноскандии.

Литература

1. *Bogdanova S.V.* The three-segment hypothesis for the East European Craton // Terra Nova. 1993. V. 5. P. 313–314.

2. *Аксаментова Н.В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2002. 176 с.

3. *Богданова С.В., Бибикова Е.В., Постников А.В., Таран Л.Н.* Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // ДАН. 2004. Т. 395. С. 376–380.

4. *Bogdanova S.V., Gorbatschev R. and Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, 2016.

5. *Шумлянський Л.В., Мазур М.Д., Зінченко О.В., Кривдік С.Г.* Ізотопний (U-Pb за цирконами) вік та геологічне положення Кишинського масиву і порід його облямування (Північно-Західний район Українського щита) // Мін. журнал. 2009. Т. 31. № 2. С. 84–91.

6. *Шумлянский Л.В.* Геохимия пород Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса Украинского щита // Геохимия. 2014. № 11. С. 972–985.

7. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.

8. *Claesson S., Bogdanova S., Bibikova E. et al.* Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East Europian Craton // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 1–18.

9. *Наумов М.В., Ларионов А.Н., Масайтис В.Л. и др.* Изотопное датирование ударно-метаморфизованных пород фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы (разрез Воротиловской глубокой скважины) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 79–90.

10. *Масайтис В.Л., Певзнер Л.А. (ред.)* Глубокое бурение в Пучеж-Канунгской импактной структуре. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 392 с.

11. *Bogdanova S., Gorbatschev R., Skridlaite G. et al.* Trans-Baltic Paleoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 5–33.

12. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.* Riphean rifting and major Palaeoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 1–21.

Р.С. Саргсян[1], К.С. Казарян

Современное состояние и пути решения задач по выделению очаговых зон сильных землетрясений и оценки сейсмотектонического потенциала территории Армении

Несмотря на высокую сейсмическую активность для территории Армении существует довольно ограниченное количество работ, посвященных выявлению ВОЗ сильных землетрясений. Первенство среди них принадлежит работе А.А. Габриеляна и С.А. Пирузяна [2], где авторами впервые выдвигается вопрос о пространственной приуроченности сильных и слабых землетрясений к определенным структурно-тектоническим зонам. Однако, известно, что каждому из геотектонических зон Армении присуще свое внутреннее сложное блоковое строение, и, следовательно, интерпретация сейсмической активности на таком уровне во многом является обобщенной, что не дает возможности более детально рассмотреть закономерности сейсмической активности внутри самих геотектонических зон.

Основная часть исследований по этому направлению проведено в ИГИС НАН РА. Среди них одним из первых являются работы [3, 7]. В основе этих исследований лежало понятие о сейсмоактивном слое, который охватывает верхнюю часть коры, приблизительно до глубин 25–30 км. Широкое применение в этих работах нашла так называемая концепция «очаг-объем» [10], согласно которой оценка сейсмотектонического потенциала блоков основывается на подсчете их геометрических показателей, а сам очаг рассматривается как тело с определенным объемом.

На сегодняшний день самой главной проблемой в области сейсмологических исследований является низкокачественные исходные сейсмологические данные о землетрясениях, которым характерно довольно дискретное распределение в пространственном отношении. Более детально эти вопросы изложены в работе [1].

В последние годы в мировой практике сейсмологических исследований, направленных на изучение ВОЗ и оценке сейсмотектонического потенциала территории, наиболее актуальной является изучение напряженно-деформированного состояния земной коры. На сегодняшний день имеется целое множество методов и компьютерных программ по

[1] Институт Геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения; rudolf-sargsyan@mail.ru, g.karlen@bk.ru

решению данной задачи, путем локальной реконструкции тектонических напряжений [5, 6, 8, 12, 15]. Часть исследований основывается на изучении механизмов сильных землетрясений, выделении на этой основе главных осей сжатия и растяжения местности и на дальнейшую оценку сейсмотектонического потенциала местности, путем внедрения данных GPS наблюдений [13, 16, 17]. Другая часть работ базируется на комплексном изучении геолого-геофизических данных и на приложении соответствующих компьютерных программ по выделению ВОЗ [4].

Еще в середине 70-х годов прошлого века американский ученый геофизик А.Р. Кларенс в своей работе [11] четко подчеркнул важное значение изучения неоген-четвертичных подвижек для правильного понимания и анализа современной сейсмичности и ее пространственных закономерностей. При этом, автор особенно четко отметил важность проведения геоморфологических исследований при решении данной проблемы.

Суммируя все выше изложенное, а также принимая во внимание все пробелы существующие на сегодняшний день в исследованиях структуры, тектоники и геодинамики территории Армении, и практическое отсутствие современных GPS наблюдений (поскольку после статьи [14] отсутствуют какие-либо новые данные или работы по GPS наблюдениям на территории Армении) по нашему мнению, к решению проблемы выявления ВОЗ сильных землетрясений и оценки сейсмотектонического потенциала, необходимо приблизиться под следующей концепцией. В виде соответствующей схемы она представлена на ниже приведенном рисунке, где представляются основные сегменты проблем и набор задач, которые следует решить для достижения конечной цели – оценке сейсмотектонического потенциала территории. Данная схема, которая составлена авторами статьи, опирается исключительно на их научные представления по решению данной проблемы, а также на международный опыт современных исследований.

Ниже рассмотрим каждую проблему и касающиеся ей задачи по отдельности.

Известно, что территория Армении с регионально тектонической позиции располагается в коллизионной зоне Аравийской (с юга) и Евразийской (с севера) литосферных плит, где под воздействием горизонтального сжатия в неоген-четвертичном периоде происходили мощные вертикальные тектонические подвижки. Следовательно, нужно принимать во внимание не только интенсивность вертикальных подвижек, но и интенсивность горизонтального сжатия. В этом понимании большое значение будет иметь установление региональных полей сжатия и растяжения территории, что сделает возможным установление мест возможного накопления тектонических напряжений. В некотором смысле

это должно послужить точкой опоры, от которой нужно отталкиваться и изучать последующие факторы.

Следующим важным фактором должны считаться вертикальные неотектонические подвижки и их пространственная контрастность. Ведь именно в неоген-четвертичное время был сформирован структурный каркас территории Армении, на котором протекают все геодинамические процессы настоящего. Именно в контексте «интенсивность горизонтального сжатия – интенсивность вертикальных подвижек» должно строиться исследование ВОЗ, конечно же все это должно быть воспроизведено на блоковом уровне. Отсюда вытекает важность выбора правильной тектонической основы, что для территории Армении также является нелегкой задачей ввиду существования множества схем блокового строения. В этом отношении наш выбор остановится на нашей авторской схеме морфоструктурного районирования территории Армении, которая в ближайшее время выйдет в свет. В ней будут отражены все линеаментно-блоковые структуры территории Армении.

Далее, путем изучения региональных полей сжатия и растяжения и анализа этих полей на основе блокового строения территории Армении, будут выявлены блоки, в которых возможны периодические накопления больших тектонических напряжений. Полученная картина в свою очередь будет сопоставлена с неотектонической активностью блоков. Решение данных задач будет выполнено исключительно структурно-геоморфологическими и тектоно-геоморфологическими методами исследований. В результате будут выявлены наиболее активные блоки исследуемой территории, на основе чего будет выполняться анализ современной сейсмичности, путем применения переработанных и однородных сейсмологических данных. В связи с этим авторами данной статьи уже проведены некоторые исследования [9].

Большое внимание будет уделено вопросу, касающемуся глубины проникновения разломов, что также является открытой проблемой для территории Армении. Данную проблему следует решить именно по переработанным сейсмологическим данным, т.к. уже было отмечено ранее, данные каталогов и бюллетеней дают только дискретное представление о глубинном распределении очагов землетрясений, а ведь всем известно, что очаги землетрясений являются непосредственными индикаторами простирания разломных образований.

В результате, по нашему глубокому убеждению, станет возможным и будет наиболее объективным выявление ВОЗ сильных землетрясений территории Армении, что в свою очередь поспособствует наиболее достоверной оценке сейсмотектонического потенциала ее сейсмогенных структур.

Рисунок. Основные проблемы и задачи по выявлению ВОЗ сильных землетрясений и оценке сейсмотектонического потенциала сейсмогенных структур территории Армении

Выводы. Был проведен анализ современного состояния проблем, касающихся выявления ВОЗ сильных землетрясений территории Армении и оценки ее сейсмотектонического потенциала. Показаны основные пробелы и спорные ситуации ранее проведенных работ, на фоне которых авторами представлены свои собственные убеждения и научные соображения. Данные соображения в некоторой степени уже нашли свое применение в ранних работах авторов и приведены в обзорной части, а сам процесс выявления ВОЗ и оценка сейсмотектонического потенциала территории Армении на данный момент находятся на стадии выполнения.

Литература

1. *Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б., Флейфель Л.Д. и др.* Пространственное распределение коровых землетрясений Кавказа // Вопросы инженерной сейсмологии, 2018. Т. 45. №1. С. 39–48. DOI: 10.21455/VIS2018.1-4

2. *Габриелян А.А., Пирузян С.А.* Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. 1972. № 4. С. 24–33.

3. *Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С.* Об уровне сейсмотектонического потенциала Анатолийско-Кавказско-Иранского региона Средиземноморско-Тихоокеанского пояса // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 135–140.

4. *Дзебоев Б.А., Гвишиани А.Д., Белов И.О., Агаян С.М., Татаринов В.Н., Барыкина Ю.В.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений на основе алгоритма с единственным чистым классом обучения: I. Алтай-Саяны-Прибайкалье. M ≥ 6.0 // Физика Земли. 2019. № 4. С. 33–47. DOI: 10.31857/S0002-33372019433-47

5. *Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. и др.* Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений Северо-Востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0315

6. *Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринов В.Н. и др.* Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г. (Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102.

7. *Оганесян С.М., Оганесян А.О., Геодакян Э.Г., Гаспарян Г.С.* Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификации и параметризации основных элементов структурно-динамической модели земной коры Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2008. №1. С. 39–43.

8. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №3. С. 496–520.

9. *Саргсян Р.С., Казарян К.С.* Выделение тектонически активных блоков и оценка сейсмотектонического потенциала разломов территории Армении по комплексу тектоно-геоморфологических и сейсмологических данных // Ученые записки ЕГУ. Геология и география. 2018. Т. 52. № 3. С. 179–187.

10. *Bath M., Duda S.J.* Earthquake volume, fault plan area, seismic energy, strain, deformation and related quantities // Ann. Geophysics. 1964. V. 17. N 3. P. 353–368.

11. *Clarence R.A.* Geological criteria for evaluating Seismicity // Geological Society of America Bulletin. 1975. V. 86. P. 1041–1057.

12. *Delvaux D, Speerner B.* New aspects of tectonic stress inversion with reference to the Tensor program // Nieuwland D.A. New Insights into Structural Interpretation and Modeling // Geological Society London. Special Publications. 2003. P. 75–100.

13. *Guojie Meng, Xiaoning Su, Wanzhen Xu et al.* Present-day strain accumulation in the Liupan Shan area, northeastern margin of the Tibetan Plateau by GPS observations // Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences. 2019. V. 30. N1. P. 51–62. doi: 10.3319/TAO.2018.09.10.02

14. *Karakhanyan A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A. et al.* GPS constaints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus // Tectonophysics. 2013. V. 592. P. 39–45.

15. *Lander A.V.* "The FA2002 program system to determine the focal mechanisms of earthquakes in Kamchatka, the Commander Islands and the Northern Kuriles", Report KEMSD GS RAS. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2004. 250 p.

16. *Riaz M.S., Shan B., Shahid N. et al.* Over 100 years of faults interaction, stress accumulation, and creeping implications, on Chaman Fault System, Pakistan // International Journal of Earth Sciences. 2019. V. 108. N 4. P. 1351–1359. https://doi.org/10.1007/s00531-019-01710-0

17. *Xiaoning Su, Lianbi Yao, Guojie Meng et al.* Crustal Deformation on the Northeastern Margin of the Tibetan Plateau from Continuous GPS observations // Remote Sensing. 2019. V. 11. N 1. doi:10.3390/rs11010034

М.А. Серов[1], В.С. Жижерин

Компьютерное моделирование геодинамических процессов Верхнего Приамурья на основе GPS данных

Согласно современным представлениям теории тектонических плит [1] земная кора поделена на относительно жесткие фрагменты (плиты), перемещающиеся с различной скоростью по астеносферному слою мантии. Природа сил, вызывающих эти перемещения, до конца не установлена, однако, считается, что главным движущим механизмом выступает мантийная конвекция, в ходе которой относительно тяжелая кора океанических плит погружается под более легкую кору континентов в зонах субдукции. В рифтовых зонах, где мантийная конвекция создает восхо-

[1] Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия; serov@ascnet.ru

дящие потоки разогретого вещества, происходит процесс образования новой коры, обеспечивая тем самым стабильность размеров планеты.

Максимально установленные скорости субдукции и рифтообразования, в наиболее геодинамических активных областях планеты достигают первых десятков см/год, в то время, как типичные скорости смещения внутриплитных участков земной коры обычно не превышают первых десятков мм/год [2].

Земная кора состоит из семи основных литосферных плит и такого же количества малых. Различают три типа границ и соответственно режимов взаимодействия плит: дивергентные границы, по которым происходит раздвижение плит, конвергентные – сближение, трансформные – скольжение одной плиты относительно другой.

Исследуемый в данной работе регион расположен в области конвергентного взаимодействия Евразийской и Амурской плит, является восточным обрамлением Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Согласно существующим данным [3], кинематика Евразийской и Амурской плит отличается незначительно, однако зона их сочленения отчетливо выражена в плотности разрывных нарушений и сейсмичности.

Основой исследования выступают многолетние GPS измерения, полученные авторами на Верхне-Амурском геодинамическом полигоне [4–6]. Полигон был заложен в 2007 году и первоначально состоял из 8 пунктов наблюдений, с этого времени количество пунктов и их пространственное распределение постоянно увеличивается. В настоящее время общее количество действующих пунктов наблюдений достигло 23, таким образом, полигон простирается с запада на восток от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш., и с юга на север от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки STAN 124.86 в.д. 56.04 с.ш.

При помощи программного комплекса Golden Software SURFER, была произведена интерполяция полученного поля скоростей на области, в которых наблюдения не проводились. Полученное интерполированное поле скоростей отображает вихревой характер происходящих геодинамических процессов, что является следствием глобальных нелинейных свойств геосреды как таковой. Векторное описание смещений точек земной коры не является инвариантным, т.е. при смене начала отсчета изменяются величины и направления векторов. Для перехода от векторного поля к скалярному, воспользуемся первым инвариантом тензора деформации – дивергенцией. Вычисленное поле дивергенции отображает наличие двух локально сопряженных областей земной коры близких по площади, геометрии и амплитуде деформационных процессов, но имеющих разные знаки. Схожие результаты, для Тукурингрской зоны разломов, были получены на основе расчета поля дилатации с ис-

пользованием других методологических подходов и исходных данных в работе Ашуркова с соавторами [7]. Столь сложная картина, вероятнее всего, обусловлена переходом от Байкальского типа напряжений к Становому типу. Для первого характерны процессы растяжения земной коры, для второго – сжатия.

Известно, что породы слагающие земную кору имеют различную прочность на растяжение и сжатие, прочность пород на сжатие во много раз превышает прочность на разрыв. Таким образом, в области растяжения земной коры происходит большое количество землетрясений малых энергетических классов, а в области сжатия землетрясения более редкие, но их энергетика более высока.

В области растяжения наблюдается рассеянное по площади распространение сейсмособытий средних магнитуд, в то время как в области сжатия отмечается компактная область концентрации сейсмособытий, в которой магнитуды землетрясений достигают максимумов для изучаемого региона. Стоит отметить, что предложенный в работе подход вычисления интенсивности деформаций не учитывает сдвиговые процессы, вносящие довольно значительный вклад в пространственное распределение и энергетический класс землетрясений.

Представленная в работе модель геодинамических процессов Верхнего Приамурья отображает их вихревой характер. Наиболее интенсивные деформации, в пределах изучаемого региона, получены на участках, примыкающих к Тукурингрской зоне разломов, в которых скорости деформаций на 2 порядка превышают типичные для внутриплитных областей значения. Выявлена область смены знака доминирующих тектонических напряжений, маркирующая изменение преобладающих типов геодинамических процессов от байкальского к становому. Показана связь деформационных процессов с сейсмичностью изучаемого региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-35-00049 и комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (№18-5-024).

Литература

1. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2005. 560 с.

2. *Altamimi Z., P. Rebischung L. Métivier, Collilieux X.* A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. V. 121. P. 6109–6131.

3. *Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г. и др.* О параметрах вращения сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 4. С. 21–31.

4. *Жижерин В.С., Серов М.А.* Кинематика современных тектонических движений в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2143–2152.

5. *Жижерин В.С., Серов М.А.* Современная тектоника западной части Джугджуро-Станового террейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геотектоника. 2017. № 6. С. 66–71.

6. *Жижерин В.С., Серов М.А., Сорокин А.П.* Современная кинематика северной окраины Аргунского континентального массива (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2018. Т. 479. №1. С. 41–43.

7. *Ашурков С.В., Серов М.А., Жижерин В.С., Имаев В.С.* Современные деформации Верхнего Приамурья по данным GPS измерений // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 86–96.

Л.А. Сим[1]

О влиянии тектонических процессов в структурах обрамления на тектонические напряжения платформ Северной Евразии

Комплексом тектонофизических методов восстановлены неотектонические напряжения платформ Северной Евразии, а также в орогенных структурах Северного–Полярного Урала, Пай-Хоя, Чукотки, Кавказа, Северного Тянь-Шаня, Сахалина.

Установлено, что региональное сдвиговое поле тектонических напряжений характерно для всех крупных платформенных структур: Западно-Европейской, Скифской, Тимано-Печорской плит на палеозойском основании, для древней Восточно-Европейской (ВЕП) и отдельных структур Сибирской платформ. На западе и юге ВЕП выделены две зоны неустойчивых тектонических напряжений; западная зона служит границей между *западным типом напряженного состояния* с ЗСЗ-широтной ориентацией оси сжатия и меридиональной – растяжения и *восточным типом* – с субмеридионально ориентированной осью сжатия и широтной – растяжения; южная зона является границей между областями с неупорядоченными ориентировками осей сжатия и с восточным типом напряженного состояния (рисунок). Западная зона контролирует сейсмичность на Русской плите и служит барьером для распространения

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия; sim@ifz.ru

Карта плотности эпицентров землетрясений ВЕП
Магнитуды землетрясений ВЕП
MLH_05
<=3
4
5
6
6.5
Границы областей с разным типом напряженного состояния
0 125 250 500 750 1 000 Километры
Балтийский щит
Тиманско-Печорская плита
Мезенская синеклиза
Урал
Волго-Уральская антеклиза
Московская синеклиза
Воронежская антеклиза
Белорусская антеклиза
Украинский щит
Западно-Европейская платформа
Карпаты
Каспийская синеклиза
Скифская плита
Кавказ
а
1
2
3
4
5
6
7
8

Рисунок. *Слева:* Схема районирования тектонических напряжений ВЕП и структур обрамления, по [4].
1 – крупнейшие разломы; *2–4* – границы: *2* – структур ВЕП I-го ранга, *3* – орогенных структур обрамления ВЕП, *4* – областей с разными ориентировками осей сжатия и растяжения – зоны неустойчивых тектонических напряжений; *5–8* – области с разными типами тектонических напряжений: *5* – западного, *6* – восточного типа, *7* – с неупорядоченными ориентировками осей сжатия и растяжения; *8* – с неустойчивым типом с одновременным существованием как меридиональных, так и широтных осей сжатия. *Справа*: Зоны неустойчивых тектонических напряжений как границы распространения сейсмичности на территории ВЕП, по [5]

очагов землетрясений с запада на восток; распространение очагов землетрясений Карпат и Кавказа на Русскую плиту «сдерживает» южная зона [6].

В центральной части западной границы неустойчивых тектонических напряжений ранее [4, 5] была выделена целая область с неустойчивыми тектоническими напряжениями, в пределах которой по крупным разломам восстанавливаются как субмеридиональные, так и субширотные ориентации осей сжатия. Эта область расположена на побережье Балтийского моря и Финского залива. Предположительно такая неустойчивость вызвана формированием в новейший этап меридионального Ботнического и широтного Финского заливов, развитие которых «поочередно» влияет на активизацию разломов на прилегающей суше. Неустойчивость современных тектонических напряжений и их сдвиговый характер подтверждается механизмами очагов Осмуссаарского с «осью сжатия», ориентированной широтно и Калининградских землетрясений 2004 г. с меридиональными ориентировками «осей сжатия», произошедших, соответственно, в Финском заливе и на побережье Балтийского моря. Недавние реконструкции тектонических напряжений в зоне Вуоксинского разлома на Карельском перешейке подтвердили правомочность отнесения этой части Балтийского щита к области неустойчивых напряжений по аналогии с южным побережьем Финского залива. ЛСС, восстановленные всего в 7 точках наблюдения в зоне указанного разлома, показали широкий разброс ориентировок осей сжатия и растяжения, не дающий возможности однозначного определения общего поля напряжений для исследованного участка [3]. ЛСС в этой зоне восстанавливались по методике катакластического анализа векторов перемещений на зеркалах скольжения Ю.Л. Ребецкого [1, 2]. Сдвиговое поле неотектонических напряжений в северной половине Западно-Сибирской плиты и на Норильским месторождении полиметаллов также характеризуется (по аналогии с Русской и Тимано-Печорской плитами) субмеридиональными осями сжатия. Такое же неотектоническое поле

напряжений восстановлено и на Пай-Хое, а также на западном и восточном склонах Полярного Урала. Эти данные позволяют полагать, что весь север Евразии, начиная от палеозойской Мезенской синеклизы до севера Сибирской платформы до долготы Норильска, деформируется в неотектонический этап под воздействием процессов спрединга в Арктическом бассейне [5].

Региональные неотектонические напряжения, восстановленные на Кавказе, Карпатах и Северном Тянь-Шане, в целом согласуются с концепцией тектоники плит, согласно которой ближайшие к орогенам платформенные структуры должны испытывать субгоризонтальное пологое сжатие. На востоке Сибирской платформы в пределах Оленекского поднятия и Вилюйской синеклизы были выделены ориентировки горизонтальных осей сжатия, нормальные к границам Верхоянского орогена и отражающих влияние последнего на деформирование восточной окраины Сибирской платформы. Субмеридиональные региональные оси сжатия неотектонического сдвигового поля в пределах Байкитской антеклизы и Иркинеево-Чадобецкого прогиба, вероятнее всего, связаны с развитием орогенных структур Саян [5].

В пределах Центральной Чукотки со сложной историей развития неотектоническое сдвиговое поле напряжений с СВ ориентировками осей сжатия восстановлено в пределах Южно-Анюйской сутуры – следа закрывшегося в середине мезозоя протоарктического океана; сдвиговое поле напряжений с меридиональными ориентировками осей сжатия восстановлены вдоль Кони-Мургальской сутуры и на востоке Чукотки в пределах Центрально-Чукотского новейшего горного сооружения. Предположительно такие тектонические напряжения объясняются движениями континентальных плит в кайнозое на северо-востоке Азии.

Неотектоническое напряженно-деформированное состояние Сахалина с субширотным сжатием и субмеридиональным растяжением целиком обусловлено движением Охотской и Амурской микроплит и подтверждается GPS измерениями [5].

На Балтийском щите на рудниках Хибинского и Ковдорского массивов восстановлены горизонтальные оси сжатия; инструментальные измерения современного напряженного состояния показывают на этих массивах избыточные напряжения горизонтального сжатия, преобладающие над литостатическими. Их источником могут служить законсервированные повышенные остаточные субгоризонтальные напряжения, возникающие при залегании пород на глубине. В ходе быстрого поднятия происходит разгрузка этих напряжений, создавая избыточные горизонтальные напряжения. Рассчитав величины эрозионного среза для Фенноскандии за мезо-кайнозой, была произведена оценка величин остаточных гравитационных напряжений, сопоставленных с данными

инструментальных измерений горизонтальных напряжений на Хибинском, Ковдорском и Ловозерском массивах. Соизмеримость сопоставляемых величин позволяет рассматривать механизм формирования остаточных горизонтальных напряжений, вызываемых денудацией, как один из возможных, методологически обоснованных, для объяснения высокого уровня напряжений горизонтального сжатия [2]. На Приполярном Урале в пределах Кожимской кольцевой структуры были восстановлены ориентировки осей сжатия, которые радиально расходились к периферии структуры, приобретая субгоризонтальное положение. В этой структуре находится самая высокая вершина всех Уральских гор – г. Народная, свидетельствующая о значительных скоростях эксгумации. На востоке Сибирской платформы восстановленные неотектонические напряжения также показывают радиальное расхождение горизонтальных ориентировок осей сжатия на Оленекском и Мунском поднятиях [5]. Такая ориентация субгоризонтальных осей сжатия на кольцевых структурах позволяет высказать предположение, что в структурах северной Евразии выявлен новый внутриплитный источник тектонических напряжений.

Выводы

1. Все платформенные структуры Северной Евразии формируются в неотектонический этап в сдвиговом поле напряжений.

2. Подтверждено высказывавшееся ранее влияние глобальных процессов (спрединг в океанах, коллизия при столкновении плит с формированием Альпийско-Гималайского складчатого пояса) на тектонические напряжения внутри крупных литосферных плит.

3.Установлены границы между областями влияния спрединга в Северной Атлантике и в Арктике и орогенеза в Карпатах и Кавказе на формирование неотектонических структур на Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ. Вблизи границ влияния разных глобальных процессов формируются области с неустойчивыми и неупорядоченными ориентировками тектонических напряжений. Эти границы контролируют распространение сейсмичности.

4. Влияние орогенеза субмеридиональных орогенов Урала и Верхоянья на пограничные платформы на неотектоническом этапе меньше, чем влияние таких же процессов на юге Восточно-Европейской, Скифской и Западно-Сибирской платформ.

5. Возможные внутриплитные источники тектонических напряжений – остаточные гравитационные напряжения характерны для длительно однонаправленно воздымающихся кольцевых структур, когда скорость эрозии и денудации не успевает разрядить горизонтальные гравитационные напряжения, накопившиеся при пребывании (формировании) структур на значительной глубине в условиях стеснения.

Литература

1. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 233 с.

2. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 263–280.

3. *Маринин А.В., Сим Л.А., Бондарь И.В.* Тектодинамика Вуоксинской разломной зоны (Карельский перешеек) // Тр. Ферсмановской научн. сессии ГИ КНЦ РАН, 2019. Вып. 16. С. 364–368.

4. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

5. *Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А.* Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С.771–800. Doi:10.5800/GT-2018-9-3-0371.

6. *Сим Л.А.* О границе между западным и восточным типами напряженного состояния платформ Европы // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 335–337. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.033

Д.А. Симонов[1], В.С Захаров[1], Г.З. Гильманова[2], А.Н. Диденко[2, 3]

Сопоставление новейших вертикальных движений Южного Сихоеэ-Алиня с характеристиками самоподобия гидросети

Введение. Хорошо известно, что новейшие тектонические движения тесно связаны с формированием рельефа. В настоящее время разработаны и широко применяются различные методы выявления новейших движений, в том числе методы структурной геоморфологии. Недостат-

[1] Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; dsim_0@mail.ru, zakharov@geol.msu.ru

[2] Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; gigulya@yandex.ru

[3] Тихоокеанский государственный университет, Хабаровск, Россия

ком многих из известных методик является то, что большинство построенных с их применением структурно-геоморфологических карт и карт новейшей тектоники отражают амплитуду и направленность тектонических движений за весь неотектонический этап, при этом выделить движения, относящиеся к различным этапам формирования неотектонических структур, бывает затруднительно. Одним из важных индикаторов направленности неотектонических движений служит рисунок гидросети. Известно [1, 3, 4 и др.], что рисунок гидросети обладает выраженным свойством самоподобия (фрактальности) в достаточно широком диапазоне масштабов. Это позволяет рассматривать рисунок гидросети не только как качественный, но и как количественный параметр оценки новейших вертикальных движений, а фрактальный анализ гидросети как один из методов такой оценки, что может значительно помочь при исследованиях обширных территорий с использованием больших объемов данных. Однако хорошо отработанных методик такого анализа на настоящий момент не существует, что делает разработку таких методик актуальной задачей.

Фрактальный анализ является численным методом и требует точной постановки задачи, подготовки и предварительного анализа исходных данных. Важно понимать, что неотектонические структуры могут развиваться не только разновременно, но и неравномерно. Амплитуда и направленность новейших движений может меняться во времени, скорость воздымания на различных участках и в разные интервалы времени может быть различной, что оказывает значительное влияние как на рельеф, так и на рисунок гидросети. Это накладывает ограничения на сопоставление результатов фрактального анализа с результатами анализа новейшей тектоники большинством известных методов структурной геоморфологии. В то же время структурно-морфометрический метод, разработанный М.Ф. Философовым [2] позволяет не только выявлять активные тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени. Стадийность новейших тектонических движений можно определить на основании заложенного в метод предположения о том, что водотоки высших порядков развиваются длительное время, и отражают алгебраическую сумму движений за промежуток от их заложения до настоящего времени, тогда как водотоки низших порядков отражают неотектонические движения за меньший промежуток времени, и имеют меньший возраст. Таким образом, в результате комплексного анализа монобазисных поверхностей [2] водотоков разных порядков можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур и, на наш взгляд, позволяет более точно определить соотношение новейших движений и новейших структур с рисунком гидросети.

Целью предлагаемого исследования является детальный анализ неотектонического развития Южного Сихотэ-Алиня и сопоставление полученных результатов с характеристиками самоподобия гидросети.

Морфоструктурный анализ проводился по методике, предложенной В.П. Философовым [2], адаптированной для расчета с помощью компьютера. В качестве исходных данных как для мофоструктурного, так и для фрактального анализа была использована цифровая модель рельефа SRTM v.3 с разрешением 90 м. С целью наиболее точной синхронизации гидросети и ЦМР сеть водотоков для последующего анализа была построена по цифровой модели рельефа с использованием алгоритмов, применяемых в большинстве современных геоинформационных систем. Рассчитанные таким образом водотоки были классифицированы на порядки согласно алгоритму, по которому порядок долины повышается только при слиянии двух водотоков, имеющих порядок на единицу меньше, а пересечение двух водотоков разных порядков не приводит к увеличению порядка [2 и др.]. В ходе анализа рассматривались все водотоки, водосборный бассейн которых составляет не менее 1300–1400 тысяч $м^2$ (200 элементарных ячеек ЦМР SRTM). Таким водотокам присваивался первый порядок. Наиболее крупным водосборным бассейном в пределах изучаемой области является бассейн Уссури, и при заданных параметрах эта река является водотоком 9-го порядка.

На основании имеющихся исходных данных для водотоков 1–6-го выделяемых порядков был рассчитан набор монобазисных поверхностей, представляющих собой интерполированные поверхности, построенные по тальвегам водотоков каждого порядка и отражающих остатки древнего рельефа времени заложения водотоков данных порядков. Кроме того, рассчитаны также разностные поверхности, отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [2]. Поскольку распределение водотоков, особенно старших порядков, неоднородно, с целью исключения артефактов, обусловленных особенностями алгоритмов интерполяции, монобазисные поверхности интерполировались линейно со сглаживанием методом ближайшего окружения.

Определение характеристик самоподобия гидросети. Известно, что рисунок гидросети меняется при разной направленности вертикальных новейших движений. Так, относительно большое количество коротких русел с частой сменой порядка может указывать на режим локального воздымания, в то время, как удлиненные водотоки одного порядка с относительно редкой сменой порядков могут свидетельствовать о режиме локального опускания [2]. Количественным выражением указанной зависимости может служить степенной показатель α в распределении водотоков по длинам:

$$N \sim L^{-\alpha},$$

где N – количества потоков данного порядка (или диапазона порядков), L – их длина. Данный параметр позволяет характеризовать соотношение длин русел: чем больше относительная доля коротких русел, тем бóльшие значениях принимает параметр α.

Обычным при фрактальном анализе является вычисление фрактальной размерности D, которая является показателем в степенном законе вида

$$N \sim \delta^{-D},$$

где δ – масштаб рассмотрения, N – количество элементов данного масштаба. При вычислении D нами был использован метод покрытия клетками (box dimension) [1, 4]. Эта характеристика была применена как для численного анализа густоты водотоков ($D_г$), так и частоты смены порядков ($D_{ос}$).

Обычно в работах, посвященных фрактальному анализу гидросети, описанные выше характеризующие ее параметры используются отдельно. Хотя все они в той или иной степени отражают вертикальные движения разных направлений, по отдельности они не позволяют проводить сопоставлении с неотектоническими движениями и различать обстановки поднятия и опускания. Густая сеть с относительно длинными порядками соответствует опусканию, а с относительно короткими – воздыманию. С целью улучшения методики мы предлагаем использование *комплексного* (комбинированного) параметра самоподобия, объединяющего несколько характеристик рисунка гидросети. В качестве такого параметра *PSRN (Parameter of Self-similarity River Networks*) предлагается комбинация

$$PSRN = \langle D_г \rangle + \langle D_{ос} \rangle + \langle \alpha \rangle,$$

где знаком ⟨ ⟩ для каждого параметра обозначено его превышение над минимальным значением, нормированное на размах вариаций. Представляется, что такое комбинирование позволяет более корректно отразить выраженность тектонических движений того или иного знака в результирующих значениях характеристик самоподобия гидросети. Предлагаемый параметр является новым, в настоящей работе мы тестируем возможность и эффективность его применения в его сопоставлении с результатами морфоструктурного анализа.

Результаты и выводы. В результате предлагаемого исследования проведен морфоструктурный анализ рельефа, построены серии монобазисных и разностных поверхностей, позволившие проследить историю неотектонического развития изучаемого региона начиная с олигоцена и расчитан комплексный параметр самоподобия гидросети Сихотэ-Алиня в пределах Приморского края.

Выявлено, что на неотектоническом этапе формирование рельефа происходило в несколько стадий, что отразилось на формировании рисунка гидросети. До олигоцена происходило приблизительно равномерное воздымание Сихотэ-Алиня. Синхронно с плиоценовым базальтовым вулканизмом, по всей видимости, произошла активизация и вертикальных неотектонических движений, причем наиболее интенсивными они были восточнее Центрально-Сихотеэ-Алиньского разлома. На протяжении плейстоцена вертикальных движений значимой амплитуды, по всей видимости, уже не происходило, и в это время сформировался современный эрозионно-денутационный рельеф, характерный для изучаемого региона. В конце плейстоцена – голоцене, вероятно, произошла незначительная активизация вертикальных новейших движений восточнее Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома, что нашло отражение в особенностях развития остаточного рельефа.

Проведено сопоставление результатов морфоструктурного и фрактального анализов. В целом результаты показали удовлетворительную корреляцию: максимумы комплексного параметра самоподобия *PSRN* совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы с областями с наименьшими приращениями рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии. При этом выявлено, что в регионах со стадийным характером неотектонического развития при проведении фрактального анализа гидросети необходимо учитывать дополнительные факторы, обусловленные как особенностями развития гидросети на каждом из этапов развития, так и консервативностью ее рисунка, отражающего особенности развития рельефа на разных стадиях.

Литература

1. *Федер Е*. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.
2. *Философов В.П*. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 232 с.
3. *Pelletier J.D*. Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104. B4. P. 7359–7375.
4. *Turcotte D.L*. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

А.И. Слабунов[1]

Архейские и палеопротерозойские орогены Фенноскандинавского щита и геодинамика ранней Земли

Подавляющее большинство исследователей докембрия признает, что геодинамические процессы, близкие к современным, существуют на Земле начиная примерно с 2 млрд лет, т.е. с палеопротерозоя. Относительно того, какой была наша планета в архее, мнение геологов менее однозначно и, несмотря на огромный прогресс в области изучения раннего докембрия в последние годы, остается предметом острых дискуссий [13].

Геологические комплексы Фенноскандинавского щита предоставляют прекрасную возможность сопоставить строение (архитектуру), историю формирования, особенности состава важнейших комплексов – индикаторов геодинамических обстановок архейских (3.0–2.6 млрд лет) и палеопротерозойских (2.0–1.65 млрд лет) орогенов. В составе Фенноскандинавского щита выделяются: архейское ядро, состоящее из Карельской, Мурманской, Норрботтен, Беломорской и Кольской провинций (супертеррейнов) [5], к западу от которого располагаются палеопротерозойский Свекофеннский и мезопротерозойский Свеконорвежский орогенические (складчатые) пояса. Архейская литосфера Беломорской и Кольской провинций была, кроме того, частью палеопротерозойского Лапландского-Кольского коллизионного орогена. Важно также отметить, что архейское ядро щита – это фрагмент складчатого (орогенического) пояса, сформировавшегося в ходе становления суперконтинентов Кенорленд [12], а палеопротерозойские Свекофеннский и Лапландско-Кольский орогены – элементы более крупной структуры в составе суперконтинента Колумбия/Нуна [11].

Информация об архейском орогене Фенноскандинавского щита содержится в геологических образованиях Карельской, Беломорской, Кольской и Мурманской провинций, и исходя из этого, его можно именовать Карельско-Беломорско-Кольский. Глубинное строение архейских провинций щита предопределяется тем, что главными ее элементами являются пакеты тектонических пластин, границы которых хорошо маркируются как пологие отражающие поверхности на сейсмических профилях [4, 7]. Становление ювенильной континентальной земной коры в этом орогене начинается около 3.0–2.95 млнд лета в обрам-

[1] Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия; slabunov@krc.karelia.ru

лении древних (3.5–3.2 млрд лет) блоков континентальной литосферы [6]. В составе орогена известны фрагменты мезоархейской (3.0–2.8 млрд лет) океанической коры типа океанических плато (базальт-коматиитовые ассоциации), супрасубдукционных офиолитов (Серякский, Ириногорский) [6]. Выделяется четыре главных субдукционно-аккреционных эпизода становления континентальной коры: 2.99–2.94; 2.9–2.85; 2.82–2.78; 2.75–2.72 Ga, в ходе которых формируются отдельные террейны [5, 6]. Таким образом, продолжительность каждого эпизода около 30–50 млн лет. Период 2.71–2.68 млрд лет знаменуется коллизией Карельского и Кольско-Мурманского блоков (супертеррейнов) с образованием Беломорского коллизионного пояса [5] и его последующим коллапсом, завершившимся около 2.66 млрд лет. В западной части орогена синхронно с коллизией формируются осадки типа вакки (комплекс Нурмес) [6]. Таким образом, общая продолжительность формирования архейского орогена – 340 млн лет (3.00–2.66 млрд лет, продолжительность отдельных субдукционно-аккреционных эпизодов – 30–50 млн лет. При формировании орогена реконструируются проявления следующих геодинамических процессов: спрединг, субдукция, коллизия, мантийные плюмы.

Палеопротерозойские Лапландско-Кольский (2.0–1.89 млрд лет) и Свекофеннский (1.95–1.65 млрд лет) орогены, хотя и развиваются независимо друг от друга, но являются составляющими единой крупной системы орогенов в составе суперконтинента Колумбия/Нуна [1, 11]. Первый из них – это коллизионный ороген [1, 10, 11 и ссылки там], а второй – аккреционный [3, 14]. Формирование Лапландско-Кольского коллизионного орогена начинается около 2.0 млрд лет с раскола древней континетальной коры и формирования океана красноморского типа. Период 1.96–1.92 млрд лет – это раннеорогенная стадия его развития, когда происходит образование новой (ювенильной) континентальной коры орогена в процессе субдукции. Период 1.93–1.90 (1.89) млрд лет – это коллизионная стадия, сопровождающаяся надвиговой тектоникой [10 и ссылки там], утолщением коры и метаморфизмом пород в условиях гранулитовой фации повышенных давлений и температуры, а также эклогитовой [8, 15 и ссылки там]. В период 1.89–1.82 млрд лет происходят разрушение орогена, эксгумация пород нижней и средней коры.

Формированию Свекофеннского аккреционного орогена также предшествовало растяжение края континентальной коры древнего континента (образовавшегося на фундаменте архейского Карельского орогена) и формирование в период 2.0–1.95 млрд лет новой океанической литосферы (ее фрагменты сохранились в виде офиолитов Йормуа, Оутокумпу, Нетто). В период 1.92–1.65 млрд лет происходит формирование новой континентальной коры в процессе субдукции, ее амальга-

мация и аккреция с микроконтинентами и архейским кратоном. Рост коры отмечается в ходе по крайней мере четырех субдукционно-аккрецион-ных (коллизионных) событий: 1.92–1.89 млрд лет (саваланландская орогения), 1.87–1.84 млрд лет (феннийская), 1.83–1.80 млрд лет (свекобалтийская) и 1.8–1.65 млрд лет (формирование Трансскандинавского магматического пояса) [2, 3, 11, 14]. Прерывистый характер становления континентальной коры Свекофеннского орогена ярко подчеркивается пространственно-временной асимметрией в проявлении высокотемпературного / умеренно-низкобарического метаморфизма: раннесве-кофенского (1.89–1.87 млрд лет) во внешней (северной) зоне, а позднесвекофеннского (1.83–1.79 млрд лет) во внутренней (южной) зоне [2, 3, 9].

Общая продолжительность становления палеопротерозойского Лапландско-Кольско-Свекофеннского орогена 350 млн лет (2.00–1.65 млрд лет), хотя наиболее активные его фазы сконцентрированы в узких (40 млн лет) интервалах 1.96–1.92, 1.93–1.89 млрд лет.

Сравнительный анализ архитектуры земной коры, вещественного состава главных структурно-вещественных комплексов, истории формирования мезо-неоархейского и палеопротерозойского аккреционно-коллизионных орогенических поясов (на примере Карело-Беломорско-Кольского, Лапландско-Кольского и Свекофеннского орогенов Фенноскандинавского щита) показывает, что геологические структуры данного класса за период 3.0–1.65 млрд лет не претерпели революционных изменений в закономерностях и основных геодинамических механизмов становления. В это время уже отмечаются проявления спрединга, субдукции, коллизии, мантийных плюмов. Продолжительность становления рассмотренных архейского и палеопротерозойского орогенов также сходна – около 350 млн лет. Таким образом, механизмы тектоники литосферных плит уже действовали на Земле в мезоархее.

Работа является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085-4.

Литература

1. *Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В.* Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. С. 5–11.

2. *Балтыбаев Ш.К.* Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С.44–59.

3. *Балтыбаев Ш.К.* Эволюция юго-восточной части палеопротерозойского Свекофеннского орогена // Геодинамика раннего докембрия: сходст-

ва и различия с фанерозоем. Материалы науч. конф. и путеводитель науч. экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 317–346.

4. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 1. А.Ф. Морозов (ред.). М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 408 с.

5. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.

6. *Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В. и др*. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

7. *Слабунов А.И., Шаров Н.В., Исанина Э.В и др.* Сейсмотомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша-Море» Калевала-Кемь-горло Белого моря / Ред. Ю.Г. Леонов. Строение и история развития литосферы. Российские исследования по программе МПГ 2007/2008. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 291–308.

8. *Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I. et al.* Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // International Geology Review. 2015. V. 57. N 11-12. P. 1543–1565.

9. *Hölttä P., Heilimo E.* Metamorphic map of Finland / Ed. by Nironen M. Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 – Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution // Special paper 60. GSF, 2017. P. 77–128.

10. *Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precambrian Research. 2019. V. 330. P. 1–19.

11. *Lahtinen R., Garde A., Melezhik V.A.* Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. 2008. V. 31. № 1. P. 20–28.

12. *Lubnina N.V., Slabunov A.I.* Reconstruction of the Kenorland Supercontinent in the Neoarchean Based on Paleomagnetic and Geological Data // Moscow University Geology Bulletin. 2011. V. 66. № 4. P. 242–249.

13. *Moyen J.-F., Laurent O.* Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks // Lithos. 2018. V. 302–303. P. 99–125.

14. *Nironen M.* Guide to the Geological Map of Finland – Bedrock 1:1 000 000 // Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 - Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. Special paper 60. Nironen M. (Ed.). GSF, 2017. P. 41–76.

15. *Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A.* Archean-Paleoproterozoic crustal evolution of the Belomorian Province (Fennoscandian Shield) and the tectonic position of eclogites // Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook / Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS, 2019. P. 5–10.

С.Ю. Соколов[1]

Сопоставление возрастов внутриплитного магматизма Атлантики с магнитными возрастами и данными сейсмотомографии

Внутриплитный магматизм, формирующий вулканические постройки, наложенные на уже образованный спрединговый фундамент, имеет по сравнению с ним более молодой возраст. Эта разница возрастов является индикатором проявления внеосевого магматизма, обусловленного наличием локальных ответвлений Африканского суперплюма и их подхода к поверхности за пределами оси спрединга. В случае Исландии и Азорских островов ветви плюма пересекаются со Срединно-Атлантическим хребтом (САХ). Возраст внеосевых вулканических построек, взятый из базы данных [1], экспедиционных работ ГИН РАН [2], и возраст фундамента по магнитным данным [4] образуют разность, которая отображена на рис. 1. Топографическая основа, построенная по данным сейсмотомографии [3] для глубин 100 км, показывает наличие под некоторыми внутриплитными вулканическими постройками прогретых и частично расплавленных зон мантии. Эти зоны присутствуют под всеми современными проявлениями внутриплитного магматизма. Постройки в Бразильской котловине (частично), на Китовом хребте, Североамериканкой, Иберийской и Гвинейской котловинах расположены над зонами холодной мантии. Они обладают небольшой разницей возраста пород с возрастом фундамента, что видно из символов рис. 1, отградуированных этой разностью. Магматизм над прогретыми зонами отображен большими символами, указывающими на большую разницу между возрастом фундамента, расположенного вблизи окраин, и современным вулканизмом. Малые значения разности в районе Исландской провинции обусловлены исключительно небольшим возрастом фундамента вблизи САХ.

Возрасты внутриплитных магматических проявлений образуют несколько компактных кластеров в координатах магнитный возраст (ось X) и возраст образцов (ось Y) (рис. 2). Общая группировка этих кластеров имеет диагональный вид, что объясняется невозможностью образования внутриплитных построек раньше формирования спредингового фундамента. Образцы с древними значениями возрастов по цирконовым определениям из анализа были удалены, поскольку не указывают

[1] Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; sysokolov@yandex.ru

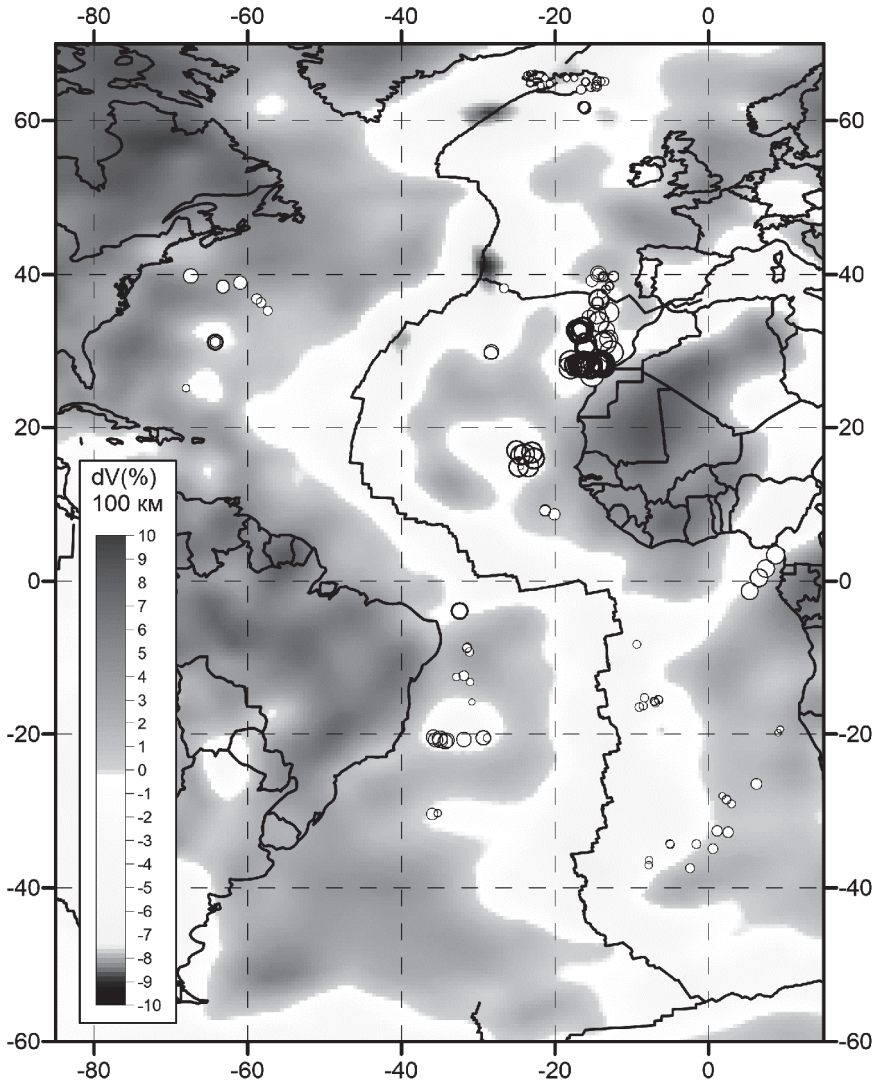


Рис. 1. Проявления внутриплитного магматизма в Атлантике по данным [1, 2]. В качестве топосновы использован срез сейсмотомографической модели SL2013sv [3] на глубине 100 км. Размер точек положений образцов с датировкой отградуирован разницей возраста базальтового фундамента по магнитным данным [4] и аналитических значений возраста по [1]

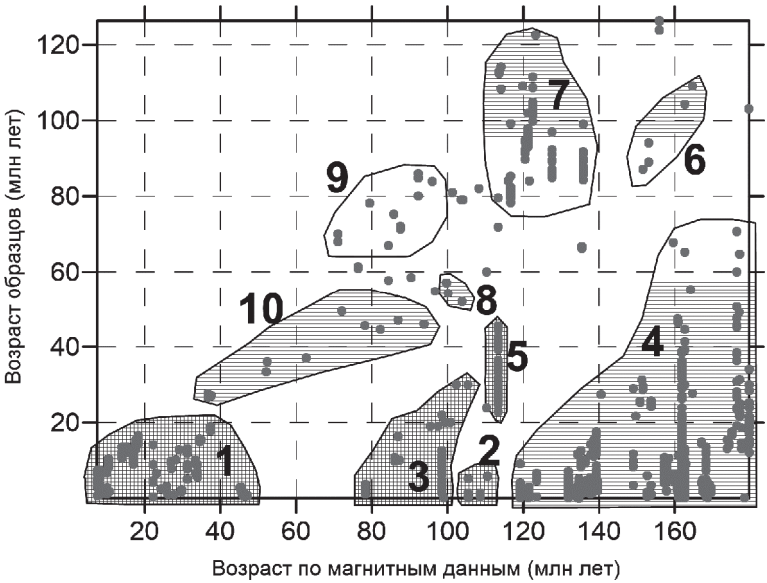


Рис. 2. Диаграмма датировок в координатах возраста по магнитным данным [4] и аналитических значений возраста по [1]. Поля возрастных кластеров с горизонтальной штриховкой соответствуют областям с положительными (холодными) значениями томографии [3], сетчатой штриховкой – областям с отрицательными (горячими) значениями томографии [3]. Номерами обозначены: 1 – Исландия, Азорские острова, о. Св. Елены; 2 – Камерунская линия: 3 – Бразильская котловина (положительные значения томографии); 4 – острова Зеленого Мыса и Канарские острова; 5 – Бермудские острова; 6 – горы Новой Англии; 7 – Иберийская котловина; 8 – горы Батиметристов; 9 – Бразильская котловина (отрицательные значения томографии); 10 – хребет Китовый

на возраст построек. Анализ распределения кластеров показывает следующее.

Вулканические провинции от 1 до 4 (см. рис. 2), имеющие новейшую или современную активность, расположены вблизи горизонтальной оси на всем диапазоне магнитных возрастов фундамента и имеют небольшой абсолютный возраст. Эти кластеры сосредоточены над мантией с отрицательными томографическими значениями, указывающими на ее горячее состояние, что хорошо согласуется с современной активностью вулканических процессов. Кластер 4, отвечающий островам Зеленого Мыса и Канарским, в отличие от кластера 1 (Исландия) расположен на древнейшем для Атлантики фундаменте от 120 до 180 млн лет и содержит проявления импульса плюмового магматизма в стационарном положении [5] общей продолжительностью от 20 до 60 млн лет.

Это подтверждает дискретный характер поступления прогретого вещества по плюмовому каналу, а также указывает на заякоренность плиты относительно данной ветви Африканского суперплюма. Кроме того, очевидной является пауза между активными кластерами и неактивными (с 6 по 10) в интервале возрастов фундамента от 40 до 160 млн лет, продолжительность которой также составляет от 20 до 60 млн лет. Неактивные и активные кластеры помечены на рис. 2 разной штриховкой. Причем указанное значение паузы во внутриплитной активности разграничивает географически несовпадающие районы. Это позволяет предположить, что импульсный режим действует не только вдоль локального плюмового канала, а в пределах Атлантики в целом, если учесть пространственный разброс вулканических кластеров рис. 2.

Выводы.

1. Под активными в настоящее время внутриплитными магматическими системами с максимальной разностью возрастов с фундаментом наблюдаются «горячие» аномалии сейсмической томографии в мантии, неактивные системы расположены над «холодными» мантийными областями.

2. Кластеры возрастов в координатах магнитный возраст (ось X) и возраст образцов (ось Y) образуют компактные группы в диапазоне всех возрастов фундамента, указывают на фиксированное положение подводящих каналов относительно плиты и длительность импульсов магматизма от 20 до 60 млн лет.

3. Импульсам магматизма, продолжающимся в настоящее время в различных частях Атлантики, предшествовала пауза магматизма от 20 до 60 млн лет также в разных частях Атлантики, что указывает на глобальность импульсного режима.

Исследование выполнено при поддержке темы госзадания № 0135-2019-0069 Геологического института РАН «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями» (руководитель – А.О. Мазарович). Оцифровка данных возрастов в пассивных частях разломов Южной Атлантики выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-55-7806 «Новый тип межплитных границ: океанские мегатрансформы» (руководитель – С.Г. Сколотнев).

Литература

1. GEOROC geochemical database. (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/). Выборка 01.02.2017

2. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А.* Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур бразильской котловины (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 59–80.

3. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophysical Journal International. 2013. V. 194. № 4. P. 417–449. Doi: 10.1093/gji/ggt095

4. *Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3. 2008. V. 9. N. 4. P. 1–19. doi:10.1029/2007GC001743.

5. *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с.

К.Ф. Старцева[1], А.М. Никишин[1]

Основные этапы тектонического развития осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей

В последние годы для осадочных бассейнов Восточной Арктики были получены новые сейсморазведочные данные. В 2011–2015 гг. сейсморазведка проводилась в рамках государственной программы исследований Арктического шельфа (Арктика-2011, Арктика-2012, Арктика-2014), а также компаниями МАГЭ, СМНГ, ДМНГ, ION-GXT. В качестве основного метода интерпретации сейсморазведочных данных был применен метод тектоностратиграфии [1]. Выделенные на сейсмопрофилях тектоно-стратиграфические комплексы были увязаны с тектоническими событиями, проявленными в истории региона, на основе данных бурения на хребте Ломоносова [3, 10] и шельфе Аляски [5, 6], донного опробования в районе поднятия Менделеева [9], возрастов линейных магнитных аномалий в Евразийском бассейне [7].

По результатам сейсмической интерпретации в осадочных бассейнах Восточно-Сибирского и Чукотского морей выделены следующие этапы тектонического развития.

Поздняя юра – неоком (164–125 млн лет): формирование краевого прогиба. Комплекс краевого прогиба выделяется между мезозоидами Новосибирских островов и поднятием Де-Лонга с тиманским и каледонским фундаментом [4]. Образование прогиба связывается с верхояно-чукотской складчатостью, широко проявленной на прилегающей суше.

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com

Апт – альб (125–100 млн лет): синрифтовое растяжение. Начало рифтинга по времени примерно соответствует трапповому магматизму на поднятии Де-Лонга [8]. Подошва синрифтового комплекса соответствует Брукскому (предаптскому) несогласию на шельфе Аляски [5]. Геометрия рифтовых бассейнов, выделяемых на сейсмопрофилях, характерна для гипер-растянутой континентальной коры.

Поздний мел (100–60 млн лет): начало пострифтового погружения. Пострифтовый комплекс регионально перекрывает все области с апт–альбским рифтингом. Подошва комплекса примерно соответствует Сеноманскому несогласию на шельфе Аляски [5].

Палеоцен – средний эоцен (66–45 млн лет): воздымание и значительная эрозия на территории южнее Северо-Чукотского прогиба. С угловым несогласием MBU в Дремхедском прогибе связан конседиментационный рост складок, указывающий на длительный (первые миллионы лет) период тектонических движений [5]. Размываемый материал отлагался в бассейнах Восточно-Сибирского и Чукотского морей в виде мощного (до 4–6 км) клиноформного комплекса.

Средний–поздний эоцен (45–34 млн лет): синрифтовое растяжение. К этому времени приурочена кратковременная фаза малоамплитудного регионального сбрососообразования в Северо-Чукотском прогибе и в прогибах Восточно-Сибирского моря, вероятно, также в Манском и Северо-Мельвилльском. Синрифтовый комплекс отделен от нижележащего резкой трансгрессией в сторону континента. По южному краю Северо-Чукотского бассейна фиксируется фаза воздымания и эрозии ≈45 млн лет. Данная граница соответствует Среднеэоценовому несогласию на шельфе Аляски [5]. По данным бурения в рифтовом бассейне Хоуп в американской части Южно-Чукотского бассейна, время его формирования, вероятно, также соответствует эпохе 45–34 млн лет [6].

Олигоцен – ранний миоцен (34–20 млн лет): инверсионные деформации. Подошва комплекса выделена по корреляции сейсмических горизонтов с возрастами линейных магнитных аномалий в Евразийском бассейне. В подошве и кровле комплекса развиты угловые несогласия, которые указывают на формирование в условиях возобновляющихся деформаций сжатия. В геометрии клиноформ данного комплекса выражен переход от быстрой проградации к аггрaдации (см. рисунок).

Неоген-четвертичное (20–0 млн лет): относительно спокойные тектонические обстановки. Комплекс регионального чехла характеризуется плавными изменениями мощностей. К его подошве часто приурочены эрозионные границы, проявления гравитационной тектоники, отложения донных течений [2].

Авторы признательны коллегам из Москвы, Санкт-Петербурга и Новосибирска за обсуждение наших материалов. Мы благодарны

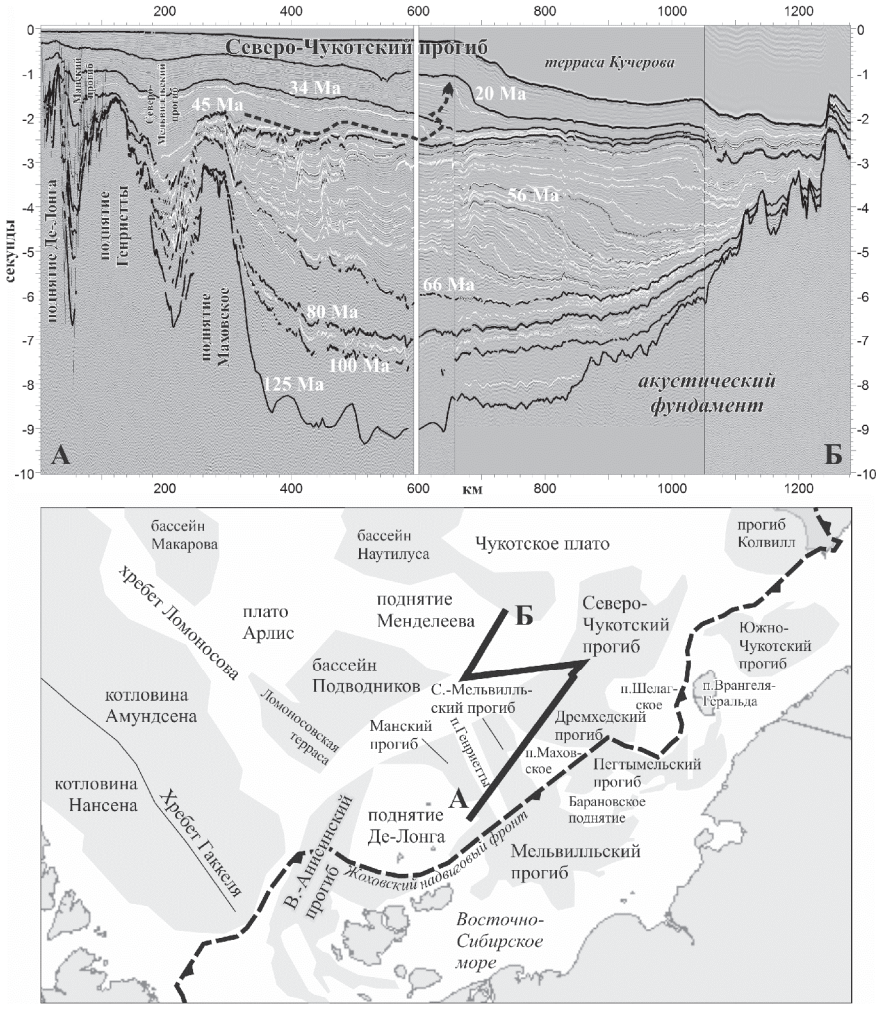


Рис. 1. Схема выделения тектоностратиграфических комплексов. Вверху пунктирной стрелкой показано изменение геометрии клиноформ

ОАО МАГЭ, СМНГ, ДМНГ и подразделению ION GXT за предоставленную возможность использовать сейсмические данные, а также компании Schlumberger за предоставленную лицензию к системе Petrel для интерпретации сейсмических данных. Работа поддержана РФФИ (гранты № 18-05-70011 «Ресурсы Арктики», 18-05-00495 и 18-35-00133).

Литература

1. *Никишин А.М., Копаевич Л.Ф.* Тектоностратиграфия как основа палеотектонических реконструкций // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2009. №2. URL: https://cyberleninka.ru/article/n/tektonostratigrafiya-kak-osnova-paleotektonicheskih-rekonstruktsiy.

2. *Фрейман С.И.*, Никишин А.М., Петров Е.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна // Вестник МГУ. Сер. Геология. 2019. В печати. http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga. HTM

3. *Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. V. 23. N.1. P.1–15. doi: 10.1029/2007PA001476.

4. *Drachev S., Malyshev N., Nikishin A*. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview / B.A. Vining, S.C. Pickering (eds.). Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers. Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference // Geol. Soc. London. 2010. V. 7. P. 591–619. DOI: 10.1144/0070591.

5. *Ilhan I., Coakley B.J*. Meso–Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin, Arctic Ocean // Marine and Petrol. Geology. 2018. Vol. 95. P. 100–109.

6. *Mineral Management Service (MMS)*. Chukchi Sea Province Summary, 2006, Assessment- Alaska Region // World Wide Web Address: Seismic Framework US Chukchi Shelf 13, 2006

7. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., Malyshev N.A., Freiman S.I.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 64–82.

8. *Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological Structure and History of the Arctic Ocean. DB HOUTEN, the Netherlands: EAGE Publ., 2014. 88 p.

9. *Skolotnev S., Akeksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilinko A., Raevskaya E., Rozhnov E., Petrov E., Korniychuk A*. Fossils from seabed bedrocks: implication to the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) // Marine Petrol. Geol. 2019. Vol.407. P.148–163.

10. *Stein R.* Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies, and Paleoenvironment. N.Y.: Elsevier Science, 2008. 1 st edn. Vol. 2. 608 p. https://www.sciencedirect.com/bookseries/developments-in-marine-geology/vol/2

А.Н. Стафеев, А.В. Ступакова, А.А. Суслова, Р.М. Гилаев, Е.С. Шелков, Д.О. Жиренко [1]

Природа цикличности волжского яруса на северо-востоке Западной Сибири

Волжский ярус (титон – нижний берриас) на северо-востоке Западной Сибири представлен мощной (450 м, скв. 2099, Хальмерпаютинская) алеврито-глинистой фацией баженовского горизонта – верхней частью яновстанской свиты [6]. По сейсмическим данным его толщина может превышать 500 м. Яновстанская свита накапливалась в глубоководном Тазовском палеобассейне, отделенном от мелководного Обского бассейна – арены накопления черных сланцев (20–40 м) – Надым-Караминской системой относительных и островных поднятий. Тазовский бассейн перехватывал практически весь терригенный сток, а Надым-Караминская система поднятий служила дополнительным барьером даже для самого тонкодисперсного материала, способствуя осаждению его большей части на Пурской ступени, располагавшейся между зоной поднятий и глубоководным Тазовским бассейном [9]. Терригенный материал поступал с северо-востока, по каньонам глубиной до 100 метров между островами Мессояхско-Малохетской гряды. Наличие врезов и фациальный рисунок в системе проточных сдвиговых бассейнов на территории Енисей-Хатангского прогиба свидетельствуют о действовавшем морском течении из Арктического океана в направлении Западно-Сибирского бассейна. Периодические усиления-ослабления арктического стока, вероятно, были синхронны эпизодам тектонической активизации в дивергентной сдвиговой зоне [8].

В баженовском горизонте, который подстилается георгиевским горизонтом (верхи оксфорда – низы нижней волги), на всей территории Тазовского прогиба отчетливо обособляются 3 сейсмостратиграфических комплекса, два нижних – приблизительно в объеме средневожского подъяруса, верхний – отвечает верхней волге по палеонтологической характеристике разреза Б.Н. Шурыгина и др. [11]. Комплексы разделяются протяженными хорошо выраженными сейсмическими границами, вероятно отвечающими конденсированным глинистым слоям с повышенными содержаниями карбонатов, кремнезема и органического вещества. Внутренние зоны комплексов обычно косослоистые и линзо-

[1] Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anstafeev@rambler.ru, a.stoupakova@oilmsu.ru, a.suslova@oilmsu.ru, r.gilaev@oilmsu.ru, es.shelkov@yandex.ru, zhirendash@gmail.com

видные, иногда хаотичные. Комплексы образуют 3 лопасти Большехетского конуса выноса Енисей-Хатангского стокового течения [8, 9]. Седиментация в конусе выноса закономерно смещается по часовой стрелке, что характерно для обстановок левого сдвига [4].

Учитывая большую протяженность лопастей и их закономерное смещение, характерное и для внутренних зон лопастей, сейсмостратиграфический рисунок Большехетского конуса выноса в большинстве широтных разрезов выглядит как клиноформный. В наиболее погруженных участках Тазовского прогиба на сейсмических профилях ОГТ появляется линзовидная сейсмофация, толщиной 50–70 м, подстилающая нижний комплекс средней волги. Вероятно, она имеет нижневолжский возраст и может быть отнесена к баженовскому горизонту, который на этих участках залегает согласно на георгиевском горизонте. Кроме Большехетской впадины такие линзы установлены и южнее – в зоне разломов на северо-восточном продолжении Аганского грабен-рифта, в местах пересечений с нижне-среднетриасовыми грабенами Худосейского рифта [10].

Подавляющая часть исследователей отмечает более длительное развитие трансгрессий по сравнению с регрессиями. Давно замечено, что регрессивные серии осадков (если они и накапливались) разрушаются и удаляются в первую очередь во время следующей трансгрессии [5]. Береговые линии также быстро разрушаются, и исследования обычно основываются на материале, происходящем из участков бывшего моря, удаленных от береговой линии [5]. В условиях активной сдвиговой тектоники в Тазовском палеопрогибе регрессивные слои в подошве баженовского горизонта сохранились только в западинах дна, все осадочные циклиты в составе горизонта выглядят как трансгрессивные. Верхние части циклитов, особенно в дистальных фациях конуса формировались в условиях убывающего твердого стока и их регрессивный облик является кажущимся. Начало волжского цикла может быть связано с одной из фаз перестройки кинематики литосферных плит, сопровождающейся быстрым падением уровня Мирового океана и глобальной регрессией, которая через 1–2 млн лет сменялась глобальной трансгрессией [3]. Начало цикла может совпадать с изменением частоты геомагнитных инверсий [2]. Режим относительно редких геомагнитных инверсий наступает в начале титона [12], приблизительно в середине ранней волги.

Возможно, в баженовский горизонт следует включать не только самые верхи [6], а как минимум половину нижней волги. Находки фауны зональных аммонитов в Западной Сибири известны из верхней половины нижней волги, а терминальная часть верхнего подъяруса распространена практически по всей Арктике [7]. Во Фроловско-Тамбейском фациальном районе переход от георгиевского горизонта к баженовско-

му также постепенный [6], первые прослои черных сланцев появляются здесь еще в верхнем кимеридже. А в основании баженовской свиты среди битуминозных пород иногда встречаются прослои с глауконитом [1].

В баженовской свите по степени битуминозности, карбонатности, кремнистости и содержанию глинистого материала выделяется от 2 до 7 (редко до 20) пачек [1]. В яновстанской свите пачки начинаются слоями песчаников или алевролитов, в дистальных фациях они могут выпадать из разрезов. Кровли пачек формировались в условиях очень низких скоростей осадконакопления и содержат повышенные количества карбоната и кремнезема. Обломочные базальные слои накапливались в условиях резкого увеличения расхода воды Енисей-Хатангского течения и возрастания твердого стока. По мере ослабевания стока и его стабилизации материал становится все более тонким, преимущественно глинистым. Количество таких пачек, вероятно, не превышает 8–10. Большое количество пачек может быть связано с блужданием проток в веере фаций. Малое количество пачек может быть связано с их скрытым характером, волновой эрозией или отсутствием нижних пачек на относительных поднятиях дна. Возможно, оптимальным районом для выделения и прослеживания пачек баженовского горизонта являются склоны Пурской ступени (площадь Западно-Красноселькупская и др.), вдоль которых могли действовать контурные течения.

В титоне – раннем берриасе, в интервале 8 млн лет выделяется 8 эвстатических эпизодов [12], это совпадает с количеством выделяемых пачек. Каждый из 8 эвстатических эпизодов характеризуется резкой сменой условий и обстановок: температуры и степени аэрации вод, положения пикноклина, режима твердого и ионного стока (включая биофильные элементы), первичной биопродуктивности и др. Все сказанное определяло экологию, которая резко менялась дважды за один осадочный цикл. Это не могло не повлиять на смену комплексов фаун. Возможно, не случайно в бореальных разрезах титона – нижнего берриаса выделяется 17–18 аммонитовых зон, тогда как в тетических областях – 8–9 [12]. В Западной Сибири в волжском ярусе (без нижней части нижней волги) выделяется 15 аммонитовых зон [7].

Таким образом, цикличность волжских отложений на северо-востоке Западной Сибири формировалась в условиях периодического резкого усиления арктического стока и последующего медленного его затухания. Механизм стока вероятно заключается в периодических поднятиях дна Арктического океана (уменьшения контрастности его рельефа) и создания наклона водной поверхности.

Литература

1. *Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др.* Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.

2. *Милановский Е.Е.* О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового Океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.

3. *Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копаевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С.* О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // ДАН. 1992. Т. 326, № 2. С. 313–317.

4. *Митчелл А.Х.Г., Рединг Х.Г.* Осадконакопление и тектоника // Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 227–283.

5. *Найдин Д.П.* Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы в позднемеловую эпоху. Ст. 1. Океаносфера и моря платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 2. С. 41–58.

6. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.) // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

7. *Рогов М.А.* Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов панбореальной надобласти. Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. М., 2019. 48 с.

8. *Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А. и др*. Баженовский горизонт Сибири (титон – нижний берриас): тектонические и гидродинамические условия осадконакопления // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 117–128.

9. *Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гилаев Р.М.* Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 10–19.

10. *Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В.* Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.

11. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Алифиров А.С. и др.* Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемостратиграфия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание: научные материалы. Ярославль, 2007. С. 253–255.

12. *Haq B.U.* Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal // GSA Today. 2018. N 28. P. 4–10.

В.Т. Съедин[1], В.В. Авдонин[2], С.П. Плетнев[1]

Тектоно-магматические этапы Магеллановых гор (новые представления)

На основе имеющихся определений изотопного возраста (всего 77 датировок) по 11 гайотам, биостратиграфичесих данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных вулканических комплексов: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел); 2 – раннемеловой (апт-альбский); 3 – позднемеловой (турон-раннекампанский); 4 – позднемеловой (позднекампан-маастрихский); 5 – кайнозойский. Каждый из них соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание-пьедестал, основное тело, небольшие осложняющие структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород.

Позднеюрско-раннемеловой комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам, поднятым с гайотов Магеллановых гор. Его выделение основывается на общегеологической ситуации этой части Тихого океана, а также на материалах бурения в соседних с гайотами котловинах. Большинство исследователей считает, что эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1–4; 6; 9 и др.] Вероятно, в позднеюрско-раннемеловое время образовались основания большинства гайотов, ограниченные изобатами 4500–4000 м.

Раннемеловой (апт-альбский) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 96–120 млн лет (ранний апт – ранний сеноман) в количестве 16 датировок имеются для 5-ти гайотов – Говорова, Альба, Ита-Май-Тай и Бутакова. Они получены как K-Ar, так и Ar-Ar (8 датировок) методом. Наиболее древние определения (от 120 ± 0.8 до 117 ± 0.9 млн лет) получены Ar-Ar методом для гайота Ита-Май-Тай [15]. Согласно имеющимся геологическим данным, в апт-альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [7, 8]. Все указанные данные указывают на то, что в раннемеловое (апт-альбское, вероятно, с самого позднего баррема до раннего сеномана) время

[1] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия
[2] МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия

район Магеллановых гор, и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор раннемеловой (апт-альбский) тектоно-магматический этап.

Позднемеловой (турон-раннекампанский) вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок абсолютного возраста и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 95–76 млн лет (поздний сеноман – ранний кампан) в количестве 32 датировок имеются для 9 из 11 гайотов, по которым имеются определения возраста. Они получены как K-Ar, так и Ar-Ar методом. В позднемеловое (турон-раннекампанское) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой тектоно-магматический этап. Скорее всего, породы третьего (позднемелового – турон-раннекампанского) комплекса, наряду с образованиями 2-го (раннемелового – апт-альбского) комплекса формируют основное тело гайотов. – от глубин 4000–3500 м до современных вершин гайотов.

Позднемеловой (позднекампан-маастрихский) возрастной вулканический комплекс выделяется нами на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор, и подтверждается материалами глубоководного бурения в прилегающих к гайотам котловинах. Определения в интервале 74.5–66 млн лет (поздний кампан – маастрихт) в количестве 15 датировок имеются для 7 из 11 гайотов. Они получены исключительно K-Ar методом. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [4, 10, 14]. Это свидетельствует о проявлении активного вулканизма в самом конце позднемелового (позднекампан-маастрихт) времени на гайотах. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в самом позднем мелу гайоты Магеллановых гор, после незначительного перерыва в кампанское время, вновь стали областью активного вулканизма.

Кайнозойский вулканический комплекс (комплекс кайнозойской активизации) также выделяется на основании датировок абсолютного возраста. Необходимо подчеркнуть, что кайнозойский комплекс выделен только на основании радиоизотопных определений (14 датировок, полученных для 6 из 11 охарактеризованных возрастами гайотов). Все определения получены K-Ar методом и отражают интервал 65–15 млн лет (ранний палеоцен – средний миоцен). Мы полагаем, что кайнозойский вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50 млн лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Ма-

гелланових гор, который характеризует процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие структуры 2-го порядка.

Итак, выделенные на основании изучения вулканизма тектономагматические этапы гайотов Магеллановых гор в целом отвечают и этапам эволюции Тихого океана в работах [2, 3, 9].

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.

2. *Голубева Э.Д.* Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.

3. *Голубева Э.Д.* Эволюция магматизма Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 132 с.

4. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.

5. *Мельников М.Е. и др.* Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2000. № 5. Т. 19. С. 38–46.

6. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.

7. *Плетнев С.П.* Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (поздний мел – кайнозой) // Автореф. дисс… докт. геол.-мин. наук. Владивосток: Дальнаука. 45 с.

8. *Плетнев С.П. и др.* Геологическое развитие гайотов Магеллановых гор и сопредельных районов в меловое время // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 251–253.

9. *Пущаровский Ю.М.* О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 13–18.

10. *Рашидов В.А и др*. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103–126.

11. *Batiza R. et.al.* Sammury and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalts // Init. Reps. DSDP. 1982. V. 61. P. 829–839.

12. *Clourd V., Bonnevill A*. Ages of Seamounts, islands and plateus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000) // http: //www.ufp.pf/geos.

13. Initial Reports of the DSDP. 1985. V. 85. 998 p.

14. *Koppers A.P. et. al.* The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53–68.

15. *Pringle M.S.* Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. V. 129. P. 389–404.

Ю.В. Талтыкин, Л.Ф. Мишин, Е.А. Коновалова[1]

Тектоника плит и редокс-фон в литосфере Циркум-Пацифики в мезозое (при формировании региональных зон магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий)

Мезозойская история Циркум-Пацифики тесно связана с движением плит в зонах субдукции и образованием орогенных комплексов вдоль континентальных окраин. При этом все магматические образования этого времени, независимо от их состава и глубины кристаллизации, можно разделить на две части: магнитные (магнетитовая серия – МС-окисленная) и немагнитные (ильменитовая серия – ИС-восстановленная). Термины введены Шунсо Ишихара в 1977 г. для описания гранитоидов с различными окислительно-восстановительным условиями (редокс-условия) кристаллизации [5].

Зоны распространения пород ильменитовой и магнетитовой серий в Циркум-Пацифике представлены на рисунке, А [6, 8]. Основная часть их закартирована по материалам металлогении, некоторые (Аляска, Сихотэ-Алинь, часть Антарктиды) по результатам комплексной интерпретации петрологических, геохимических и геофизических данных. С магматическими образованиями магнетитовой серии чаще связано золото-медно-молибденовое оруденение, с ильменитовой серией – оловянное и вольфрамовое, так кака восстановленные флюидные растворы переносят в сотни раз больше олова, чем окисленные [7].

Основными особенностями зон с различными редокс-условиями кристаллизации магматитов являются:

– вытянутая линейная структура, ориентированная вдоль побережья океана. При этом ближняя к океану зона обычно магнетитовая;

– значительные размеры зон – сотни и тысячи км в длину и сотни в ширину;

– наличие магматитов очень широкого возрастного диапазона – десятки, иногда сотни миллионов лет;

– наличие широкого спектра магматитов: от интрузивов до эффузивов и от кислых до основных разностей.

На начальном этапе мы проанализировали имеющиеся гипотезы образования пород ильменитовой и магнетитовой серий [3, 5 и др.] и пришли к выводу, что на сегодняшний день нет удовлетворительного объяснения существования подобных зон. Особенно, если учесть, что

[1] Российский государственный университет нефти и газа, Москва, Россия; vfp53@mail.ru

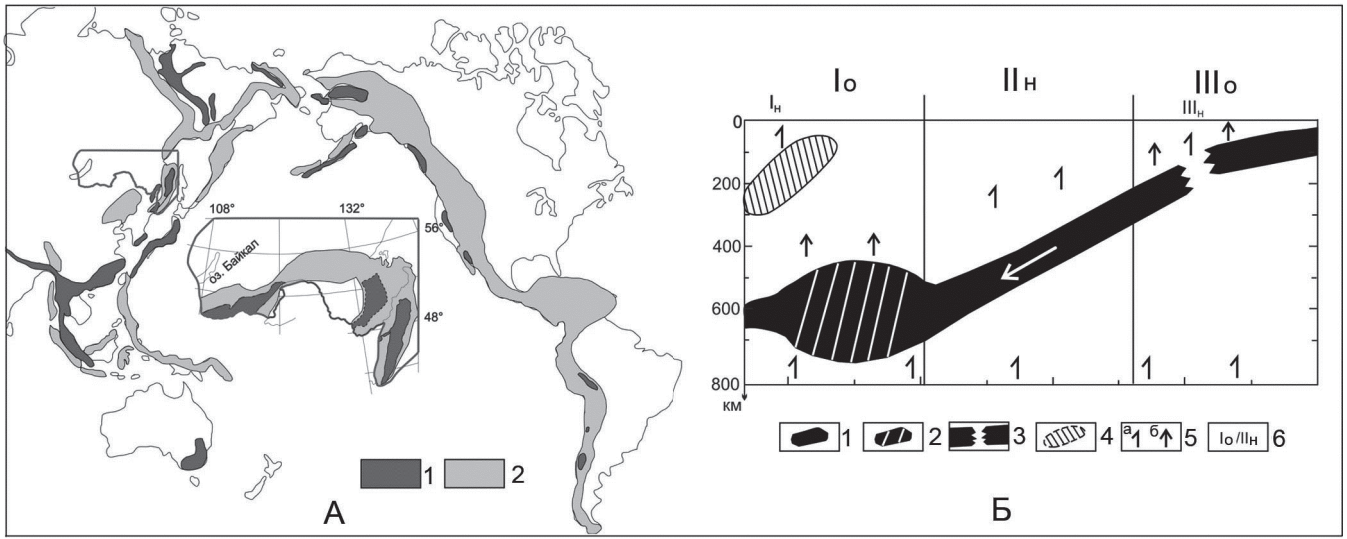


Рисунок. А – схема магнетитовых и ильменитовых зон Тихоокеанского побережья по [5, 7] с добавлениями авторов: *1* – ильменитовая серия, *2* – магнетитовая серия магматических пород. На врезке дано распределение магнетитовых и ильменитовых зон Монголо-Охотского и Сихотэ-Алиньского орогенных поясов (по материалам авторов). Б – схема возможного возникновения зон окисленного и восстановленного флюидных потоков при погружении субдуцирующей плиты: *1* – погружающийся слэб; *2* – застойный слэб; *3* – зона разрыва слэба; *4* – остаток дегидратированного слэба или кратонной литосферы; *5* – поток флюидов: *а* – восстановленных, *б* – окисленных; *6* – зоны подъема окисленного (О) или восстановленного (Н) флюида

кроме гранитоидов, с которыми обычно связывают разделение на ильменитовые и магнетитовые разности, сюда же можно отнести и интрузивы среднего и основного состава, а также эффузивы от риолитов до базальтов [1, 2].

Многолетние исследования авторов закономерностей распространения магматитов на Дальнем Востоке РФ и особенно в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе (САОП) позволили предположить существование в литосфере региона редокс-фона. При этом окислительно-восстановительные условия кристаллизации сохранялись долгое время практически без изменений на определенной территории. Т.е. все магматические образования, независимо от их петрологических особенностей, относятся либо к ильменитовой серии, либо к магнетитовой. Для САОП, например, ильменитовая зона включает в себя интрузивы S-, I- и A-серий и их эффузивные аналоги готерив-палеоценового возраста.

Глубинные особенности основной части орогенов Циркум-Пацифики примерно одинаковы: это локальный гравитационный минимум, повышенная мощность земной коры, электропроводящие слои в коре и верхней мантии, нередко подъем астеносферы. Как следствие – это зоны разуплотнения от нескольких десятков до нескольких сот км глубиной и зоны повышенной проницаемости для мантийных флюидов. Подобные зоны разуплотнения и гранитизации являются основными источниками эндогенной металлогении. При этом нет принципиальных различий в строении Тихоокеанских орогенных поясов близкого возраста, включающих в себя аккреционные комплексы океанических плит [4]. В то же время выявлено [6], что магнетитовые и ильменитовые гранитоиды неоднородно распределены по обе стороны Тихого океана (рисунок, А). Гранитоиды ИС доминируют в западной части Тихого океана, в то время как гранитоиды МС преобладают в Восточно-Тихоокеанском орогенном поясе, т.е. различие состоит в редокс-условиях кристаллизации магматитов.

Поскольку практически вся мезозойская тектоника в регионе определяется процессами субдукции, то им было уделено основное внимание (рисунок, Б). Мантия характеризуется восстановленным флюидным потоком, в зонах же субдукции океанических плит флюидный поток может меняться на окисленный (до 5–10 % воды) за счет дегидратации слэба (рисунок, Б, зона IIIо). По разным оценкам этот процесс заканчивается на глубинах порядка 200 км. Возможно выделение воды (до 1–2%) в застойной зоне мантии на глубине от 410 до 660 км (рисунок, Б, зона Iо). Участки литосферы над этими двумя зонами будут, вероятно, иметь окисленный редокс-фон. Часть же земной коры и мантии над «сухой» зоной слэба (рисунок, Б, зона IIн) будет находиться под воздействием мантийного восстановленного флюида. Также возможны

участки существования восстановленного флюида при возникновении «слэб-окон» (рисунок, Б, зона IIIн) и при экранировании потока окисленных флюидов обезвоженными блоками кратонной литосферы или предыдущего слэба (рисунок, Б, зона Iн). При этом в процессе орогенеза, даже при обрыве слэба и сжатии аккреционных комплексов в верхней части коры, возникнет ближняя к океану магнетитовая зона, за которой будет располагаться ильменитовая. Возникновение повторной субдукции в регионе и появление нового слэба мало изменит эту картину.

Подобная схема характерна для юго-западных, западных и северных регионов Циркум-Пацифики, где при андском типе субдукции в мезозое плита Изанаги погружалась под некоторым углом (около 30–60º, по аналогии с Тихоокеанской плитой) под почти неподвижную Евразию. На востоке Тихого океана за счет движения на запад Америки происходило надвигание материка на океанические плиты, в первую очередь плиту Фараллон, движущуюся навстречу. Это явление называют «плоской субдукцией». Поэтому в процессе возникновения орогенов Кордильер и Анд и получался окисленный флюидный поток от дегидратирующего слэба, движущегося на глубине менее 200 км на восток. Немногочисленные линейно вытянутые батолиты типа Калифорнийских, Сьера-Невада или Чилийских, возможно, возникли при орогенезе в особых зонах, где присходила «нормальная» субдукция или существовал поток восстановленных флюидов из верхней мантии.

Таким образом, мы предлагаем схему возникновения и развития ильменит-магнетитовых зон Тихоокеанских орогенов в мезозое, которая связана с изменением окислительно-восстановительных свойств мантийного флюида при переходе от образований островных дуг, находившихся в зоне дегидратации слэба, к орогенным комплексам, обладавшим повышенной проницаемостью литосферы для мантийных растворов, редокс-условия которых определялись взаимным положением океанической и континентальной плит. Субдукция, в данном случае, является механизмом образования орогенов и вулканических дуг в мезозой-раннекайнозойское время.

Мы рассмотрели только влияние субдукции, но современное состояние земных недр – это результат наложения различных геологических процессов, в частности таких как плюмы, мантийные течения и т.п.

Литература

1. *Мишин Л.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г.* О двух типах вулканоплутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. 1988. № 5. С. 1186–1188.

2. *Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И.* Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока

Азии и их зональность // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 28–47.

3. *Печерский Д.М.* Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР // Тр. СВКНИИ. Магадан. 1964. Вып. 9. С. 6–158.

4. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 192 с.

5. *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granite rocks // Mining Geology. 1977. V. 27. P. 293–305.

6. *Ishihara S.* Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts // Resourse Geology. 1998. V. 48. № 4. P. 219–224.

7. *Linnen R.L., Pichavant M., Holtz F.* The combined effects of fO_2 and melt composition on SnO_2 solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. № 24. P. 4965–4976.

8. *Wendt A.S., Vaughan A.P.M., Ferraccioli F.,* Grunow A.M. Magnetic susceptibilities of rocks of the Antarctic Peninsula: Implications for the redox state of the batholith and the extent of metamorphic zones. // Tectonophysics. 2013. V. 585. P. 48–67.

Е.Н. Терехов[1], А.С. Балуев[1], А.Б. Макеев[2], А.Н. Конилов[1]

Инъекционные конгломераты и фиолетиты как результат структурно-вещественных преобразований горных пород фундамента рифейских прогибов в обрамлении Балтийского щита

В последние годы, всё большее внимание уделяется проблемам структурно-вещественного взаимоотношения пород складчатого и метаморфизованного фундамента с породами чехла. Возрастной диапазон пород чехла – от раннего протерозоя до кайнозоя, но наибольший интерес представляет нижняя граница рифейских образований. Связано это с тем, что большая часть месторождений типа несогласия приурочено именно к этой границе. Их характерной чертой является то, что собственно месторождения расположены вне непосредственной зоны контакта фундамент – чехол, а удалены от него вверх или вниз на сотни метров. Причины этого явления, по-прежнему, остаются непознанными.

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия; abmakeev@igem.ru

Данное сообщение посвящено редким образованиям: инъекционным конгломератам и фиолетитам, которые дополняют известные в литературе факты о структурно-вещественных процессах преобразования горных пород фундамента на границе с чехлом.

Значительная часть контактов пород фундамента с отложениями рифея в обрамлении Балтийского щита не осложнена наложенными процессами и здесь наблюдается хорошо выраженное угловое несогласие, которое подчеркивается разницей в степени метаморфизма пород. Большая часть участков переработанного контакта фундамент-чехол приурочена к так называемым зонам аккомодации или перемычкам между прогибами (грабенами). Как это показано в работах [1, 4, 9], зоны аккомодации являются составными элементами рифтовых зон и для них характерны не только структурная перестройка, то есть зеркальное изменение направление падения главного сброса, но и повышенная трещиноватость и концентрация в них магматических даек и разнообразных метасоматических образований. Другой особенностью зон аккомодации является их длительная и перманентная тектоническая активизация, вплоть до современного этапа, когда эти структуры хорошо выражены в рельефе.

Одна из таких структур, а именно, гряда островов Гогланд − Большой Тютерс, ориентированная поперек простирания Финского залива, представляет собой современный горст, но в раннерифейское время здесь формировался трог, в основании разреза которого развиты конгломераты с необычной кварцевой галькой, часто имеющие зональное строение. Выше них залегают вулканиты основного и кислого состава, которые являются комагматами интрузий анортозит-рапакиви гранитной формации с возрастом 1.65 млрд лет [2]. В пределах поля развития пород свекофеннского фундамента широко развиты субгоризонтальные зоны трещиноватости и метасоматической проработки параллельные нижнему контакту рифейского разреза, магматические породы которого аномально обогащены K_2O [2]. Интенсивно смятые породы фундамента: гнейсы, мигматиты, амфиболиты по мере приближения к контакту теряют свою индивидуальность, все породы приобретают общие структурные доминанты и их средний состав приближается к андезитовому. В дополнение к этому, отмечаются пологие и наклонные тела, сложенные конгломерато-брекчиями мощностью до 1 м. Обломки представлены менее измененными породами свекофеннского комплекса, чем те, которые находятся в окружении этих инъекционных тел. Среди измененных пород фундамента находится большое количество ветвистых жил мощностью от 1−2 мм до 3 см, сложенных агрегатом темного цвета из мелких дробленых пород и минералов. Подобные образования в регионе иногда интерпретируются как псевдотахилиты [7]. Особняком от преобразований связанных с разломной сетью находятся процессы ок-

варцевания. Так, среди разреза кислых вулканитов – кварцевых порфиров хогландской серии, встречаются горизонты силицитов мощностью до 1 м. Более мощные тела кварцевых пород встречены на о. Большой Тютерс, которые слагают субгоризонтальное пластообразное тело, типичное для вторичных кварцитов [5]. Вероятно, что вторичные кварциты образовались под влиянием газовых эманаций сопровождающих извержения магмы кислого состава, в нашем случае – кварцевых порфиров – комагматов гранитов-рапакиви.

В пределах Беломорской палеорифтовой системы в зонах аккомодации также встречаются зоны метасоматической проработки. Наиболее яркими их представителями в буквальном смысле являются фиолетиты. Это породы редкого в природе фиолетового цвета, поэтому их иногда называют «кольским чароитом». Они расположены в пределах зон трещиноватости, перпендикулярным оси Кандалакшского грабена, приурочены к островам архипелага Срединные Луды и прилегающей к ним материковой части в районе мыса Катаранский (ЮЗ часть Кольского п-ва) и развиты по габбро-анортозитам. Текстуры пород, наследующие исходные габбро-анортозиты Колвицкого массива (2.45 млрд лет) [1], самые разнообразные, но всегда это крупно-гигантозернистые разности. Некоторые зерна ромбического пироксена имеют размеры до 30 см. Участки фиолетизации, в работе [3] впервые интерпретировались как псевдоморфозы, развивающиеся по плагиоклазу. В них плагиоклаз почти полностью замещен агрегатом слюды – мусковит-фенгитом с частыми мелкими вкраплениями Ba-алюмоселадонита (размером до 20–30 мкм), последний содержит 6.6−10.5 мас.% BaO. Марганец – единственный компонент хромофор, который накапливается в породе в процессе метасоматоза, вероятно, именно он обеспечивает лилово-фиолетовую окраску псевдоморфоз слюды. Темноцветные минералы в этом процессе почти не меняются, хотя появление хлорита и корундофиллита можно связать с преобразованием амфибола (роговой обманки). Весьма необычен состав граната (пироп-гроссуляр-альмандина с 25% Prp), возможно, он наследуется из исходных пород.

Окраска псевдоморфоз меняется от светло-сиреневой до почти чернильно-фиолетовой, причем она наиболее яркая вблизи зерен темноцветных минералов. В противоположность этому – в мономинеральных разностях анортозитов псевдоморфозы наиболее светлые. Метасоматиты с фиолетизацией зональны: наиболее интенсивная окраска приурочена к центральной части, которая также наиболее трещиновата, её мощность первые метры, по её периферии фиолетовая окраска пород постепенно сходит на нет, причем в ряде случаев породы остаются массивными без заметной наложенной трещиноватости. В них сохраняется первичные структуры магматических пород. Новообразованный агрегат

довольно мягкий, поэтому качественная полировка образцов достигается в редких случаях. Судя по валовому химическому составу образцов фиолетита, они заметно обогащены K_2O (4%) относительно 0.1−0.2% в исходных анортозитах − то есть породы были подвергнуты К-метасоматозу. С какими же событиями связаны процессы фиолетизации?

В лаборатории Минералогических исследований ГИН РАН была выделена слюда – агрегат мусковит-фенгитового состава, а в ИГЕМ РАН был проведен K-Ar анализ. Исследования проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. Полученное значение – 1130 млн лет, указывает на время метасоматической проработки габбро-анортозитов, которое вероятно совпадает с началом формирования основных прогибов СЗ простирания Беломорской рифтовой системы [1], и вероятно совпадает также с периодом формирования зон аккомодации.

Следует отметить, что в районе распространения фиолетитов развиты и другие высококалиевые породы – дайки лампроитов. Тектоническое положение и их возраст остаются дискуссионными. Это постскладчатые интрузии с возрастом (1.72 млрд лет [1]) или рифтогенные дайки (1.3 млрд лет [6]), образованные на СВ окончании Кандалакшского грабена, хотя возможно, что цифра 1.72 млрд лет отвечает уже началу раннерифейского рифтогенеза, тем более, что раннерифейские образования турьинской свиты расположены достаточно близко к ним.

В юго-западном фланге Кандалакшского рифта, в районе о. Кий – села Покровское, известно большое количество проявлений – инъекционных конгломератов, приуроченных к породам фундамента: амфиболитам и гранито-гнейсам. Возраст новообразованных цирконов близок к 1200 млн лет, что соответствует главной фазе рифтообразования [1]. Особенность этих конгломератов − наличие в основной массе не раскристаллизованного стекла, в этом они близки к псевдотахилитам. В некоторых образцах стекол содержится до 5% K_2O и 32% SiO_2, что указывает на ультраосновной и щелочной характер флюидов.

Таким образом, помимо структурных изменений на границе чехол–фундамент, характерной чертой вещественных преобразований является появление высококалиевых пород, что свидетельствует о высоком щелочном потенциале флюидов, приуроченных к границе фундамент–чехол. Флюидная проработка обеспечила формирование высокопористых пород и их последующую минерализацию, приведшую к формированию месторождений типа несогласия. Важной особенностью структурной локализации этих месторождений являлась приуроченность к бывшим зонам аккомодации отдельных прогибов, которые по мере эво-

люции преобразовывались в борта крупных рифтов, тем самым предопределяя их структурное положение.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ грантов № 18-05-00485, 19-05-00256 и программы президиума РАН №19 проект № 0135-2018-0040.

Литература

1. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

2. *Беляев А.М.* Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 28–35.

3. *Ефимов М.М., Крылова М.Д., Васильева С.И., Марчак В.П.* Декоративная фиолетовая псевдоморфоза по плагиоклазу // ЗВМО. 1986. Вып. 6. Ч. 115. С. 720–721.

4. *Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника, 1997. № 1. С. 20–31.

5. *Наковник Н.И*. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1968. 335 с.

6. *Моралев В.М., Самсонов М.Д.* Тектоническая интерпретация петрохимических характеристик протерозойских и палеозойских щелочных пород Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника. 2004. № 2. С. 30–41.

7. *Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л.* Псевдотахилиты – два генетических типа // ДАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 589–594

8. *Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Прокофьев В.Ю. и др.* О природе вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 62–80.

9. *Fossen H., Schults R.A., Rundhovde E., Rotevath A., Buckley S.J.* Fault linkage and graben stopovers in the Canyonland (Utah) and the North Sea Viking Graben, with implications for hydrocarbon migrations and accumulations // AAPG Bulletin.2010. V. 94. N 5. P. 597–613.

В.В. Травин[1]

Структурные особенности даек базитов как индикаторы раннепротерозойского метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса

Сложность реконструкции истории метаморфизма Беломорского подвижного пояса (БПП) связана с интенсивностью метаморфизма заключительной, свекофеннской стадии его структурно-метаморфической эволюции в конце раннего протерозоя. Так, по С.П. Кориковскому единственным метаморфическим событием в раннепротерозойской истории БПП было свекофеннское, причем «температура свекофеннского метаморфизма Беломорского комплекса была намного выше температуры неоархейского метаморфизма, из-за чего досвекофеннские минеральные ассоциации оказались “стертыми”, и возрастной след неоархейских метаморфических событий зафиксирован главным образом древними ядрами цирконов» [2, с. 120].

Вместе с тем, в структуре БПП запечатлено несколько этапов структурно-метаморфических преобразований. Данные по территории, ограниченной с севера районом г. Кандалакша, а с юга – районом с. Сумский Посад, показывают, что структура БПП представляет собой совокупность разновозрастных, архейских и раннепротерозойских, структурных доменов, критериями выделения которых являются их структурные соотношения и характер деформаций раннепротерозойских даек базитов. В результате изучения структур и минеральных парагенезисов пород в районах села Гридино, Красной и Кив- губ Белого моря свекофеннские структурно-метаморфические преобразования разделены на этапы с различными *P–T*-условиями метаморфизма [1, 5]. На раннем этапе произошло формирование крутопадающих пластических зон сдвига разной мощности с деформацией раннепротерозойских даек базитов и эклогитизацией пород. Затем, на позднем этапе, в условиях декомпрессии, были заложены пластические зоны сдвига преимущественно пологого залегания, в которых дайки базитов не сохранились и, соответственно, породы даек слагают лишь разобщенные тела (будины). Наиболее поздние свекофеннские метаморфические преобразования пород, выразившие в их амфиболитизации вдоль трещин и контактов тел базитов, не сопровождались перестройкой структуры БПП [1].

[1] Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия; vetr@list.ru

Дайки базитов в БПП существенно различаются по структурным особенностям. Среди них как дайки с простыми параллельными контактами, так и в различной степени деформированные. Деформации даек проявлены в смятии их в складки, перемещениях фрагментов даек в секущих пластических зонах сдвига, образовании контактов сложной формы, отторжении апофиз, будинировании.

Деформации даек в секущих пластических зонах сдвига, сопровождавшиеся перекристаллизацией пород, очевидно, наложенные (оторванные во времени от фазы их внедрения).

Дайки с резкими раздувами, со сложными формами апофиз, дайки, образующие пакеты, смятые в дисгармонические складки, по-видимому, испытали внедрение в метаморфизуемую раму. Соответственно, возрасты даек отмечают этапы метаморфизма. Однако неясность возраста большинства даек, среди которых, по-видимому, дайки как архейского, так и раннепротерозойского возраста, затрудняет использование их в расшифровке истории формирования БПП.

Надежными возрастными реперами для реконструкции событий начала протерозоя представляются дайки габброноритов комплекса лерцолитов–габброноритов (КЛГН), выделенного В.С. Степановым [3].

Отсутствие признаков деформаций даек габброноритов КЛГН (сохранение простых форм контактов и апофиз) отмечается лишь на незначительных (от первых метров до первых десятков метров) отрезках, где дайки секут текстуры гнейсов и заключенные в гнейсы ксенолиты пород разного состава. На простирании таких участков обычны искривления контактов и апофиз, которые проблематично объяснить наложенными деформациями.

Признаками синметаморфического внедрения даек габброноритов КЛГН являются (1) изотропные апомагматические структуры интенсивно деформированных даек и (2) расплавление вмещающих гнейсов в их экзоконтактах.

Изотропные апомагматические коронитовые (друзитовые) структуры обычны для недеформированных и слабо деформированных частей даек, но отмечены они и в интенсивно деформированной дайке. Форма контакта дайки (рисунок, А) – результат деформаций. Несмотря на это, породы дайки не несут признаков деформаций, они имеют изотропные апомагматические структуры. Полосчатость гнейсов, конформная контактам с базитами, образуется при их совместных деформациях в условиях большей вязкости базитов. Названные структурные данные свидетельствуют о том, что дайка в ходе деформаций находилась в состоянии вязкого, не полностью раскристаллизованного расплава, а мигматитовый характер полосчатости, типоморфный для условий амфиболитовой

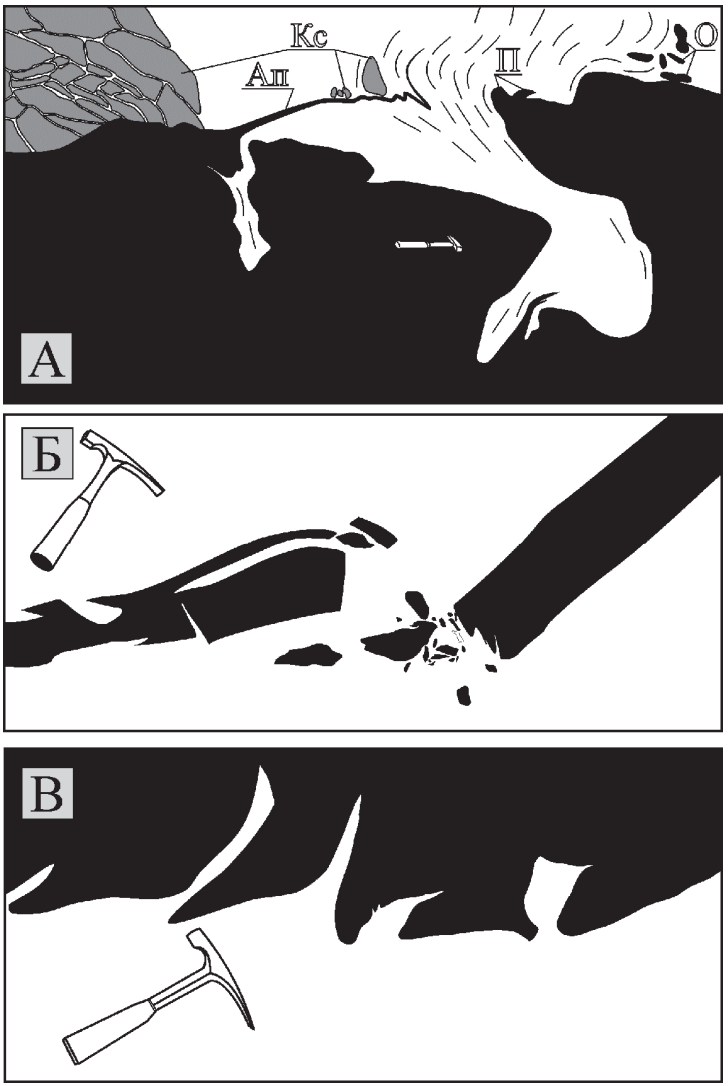


Рисунок. Контактовые соотношения даек габброноритов (черное) с вмещающими породами, район села Гридино. А. Фрагмент интенсивно деформированного контакта дайки с гнейсами (белое) и ксенолитами (серое, Кс) в гнейсах. Контакт и тонкая апофиза (Ап) деформированы, кроме того дайка имеет пламевидные апофизы (П) и отторженцы (О). Около контакта с дайкой гнейсы имеют конформную ему полосчатость. Б, В. Контакт дайки габбронорита и гранита (продукта плавления вмещающих гнейсов): (Б) тонкая фрагментированная апофиза дайки, (В) сложная форма контакта более крупной апофизы

фации – о высокотемпературных, амфиболитовой фации, условиях синдеформационного метаморфизма.

Термальное воздействие внедряющихся базитов на вмещающие гранитоиды, выражающееся в образовании роговиков и гранофировых гранитов, далеко не повсеместно. Переплавление гнейсов с образованием гранофировых гранитов в экзоконтактах даек габброноритов БПП сопровождается специфическими деформациями (фрагментирование апофиз на рис. Б) и усложнением формы их контактов (рисунок, В).

Выплавление значительного количества гранитов, образующих «рубашки» даек «маломощными субвертикальными инъекциями долеритов (T = 1100–1300° С) возможно только в случае, если температура среды близка к субэвтектической для гранитного расплава» [4]. У дайки, иллюстрированной рисунками (Б, В), по-видимому, именно высокая температура вмещающих гнейсов стала причиной их преобразований при тепловом воздействии внедрявшейся дайки.

Таким образом, структурные особенности даек габброноритов, внедрение которых в гнейсы БПП произошло в начале протерозоя, свидетельствует о том, что, по крайней мере, их часть внедрялась в гранитоидную раму, находившуюся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Различная степень деформированности даек габброноритов – признак неоднородностей деформаций коры на стадии их формирования.

Работа выполнена в рамках базовой темы НИР № АААА-А18-118020290084-7 Института геологии КарНЦ РАН при частичной поддержке РФФИ (грант № 17-05-00329).

Литература

1. *Козловский В.М., Травин В.В., Курдюков Е.Б.* Палеопротерозойские зоны пластических деформаций в породах Беломорского пояса Северной Карелии. Эволюция метаморфизма // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: «Свое издательство», 2019. С. 105–107.

2. *Кориковский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст протолита метаморфических пород юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса (юг Кольского полуострова): корреляция с Беломорским подвижным поясом в связи с проблемой архейских эклогитов // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 107–125.

3. *Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

4. *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г.* Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // ДАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 522–527.

5. *Травин В.В.* Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.

Д.Е. Трапезников[1], А.Б. Трапезникова[2]

Влияние активизации древних разломов на структуру пермских солевых отложений Соликамской впадины Предуральского прогиба

Соликамская впадина (СолВ) расположенная в Среднеуральском секторе Предуральского краевого прогиба, выделяется только на структурном плане кровли артинских отложений, представляя собой крупную (240×72 км) брахисинклиналь. Граница впадины также прослеживается по несколькими крупными региональными разломами в фундаменте, такими как Красноуфимский, Западно-Уральский, Предтиманский, Косьвинский, Дуринский и Боровицкий разломы [3], некоторые из них выделены только по комплексу геофизических методов [1] в виде зон шириной 5–15 км. Достаточно сложно судить о границах разломов в осадочном чехле, особенно при условии, что на разных стратиграфических уровнях, тем более в надсолевых отложениях, границы разломов мигрируют в широком диапазоне. Определение кинематики тектонических структур по гравитационным аномалиям, также весьма проблематично, в виду разнородности структурного плана подсолевых и надсолевых отложений, усложненное валообразными структурами солей.

В настоящее время, в пределах Соликамской впадины пробурено порядка 274 скважин вскрывших подошву солей, которая на наш взгляд является структурообразующей поверхностью – предопределяющей деформации солей. На основании данных бурения, была построена структурная карта кровли глинисто-ангидритовой толщи (ГАТ) кунгурского возраста, на которой залегают солевые отложения. По-

[1] Пермский федеральный исследовательский центр УрО РАН, Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия; daniltrapeznikov@gmail.com

[2] АО «КамНИИКИГС», Пермь, Россия; a.b.trapeznikova@gmail.com

строение и анализ кровли ГАТ позволяет в определенной мере иначе взглянуть на характер и кинематику основных региональных разломов.

Красноуфимский разлом контролирует западную границу Предуральского прогиба и соответственно, Соликамской впадины. Положение разлома установлено несколькими широтными сейсмическими профилями. Возраст разлома определяют как позднепротерозойский. Принято считать, что с рифея до позднекаменноугольного времени, разлом практически не развивался, а в раннепермское время вновь активизировался. На основе геофизических данных предполагается, что в кинематическом плане, разлом на протяжении всего периода развивался как правый сбросо-сдвиг в фундаменте (Кассин, 1989). Вдоль зоны Красноуфимского разлома выделяют две главные структуры: Камско-Вишерский вал и Камский прогиб.

Камско-Вишерский вал вытянут вдоль западной окраины Соликамской впадины. Его протяженность свыше 100 км, ширина обычно не превышает 5 км, но в южной части наблюдается локальное расширение до 12 км. Вертикальная амплитуда по кровле соляной толщи в среднем составляет 200–250 м. В пределах вала выделяются более мелкие структурные формы. Ядро соляного вала сложено подстилающей каменной солю, которая имеет четко выраженные флюидальные текстуры с бесформенными включениями шпатовой соли и глинисто-ангидритовых прослоев, состоящих из мелких желваков ангидрита.

К востоку от Камско-Вишерского вала расположен Камский прогиб, который прослеживается в субмеридиональном направлении на 85 км при ширине 5–10 км. В пределах прогиба выделяют две брахисинклинали [2].

Анализ геологических разрезов позволил выявить основные моменты формирования Камско-Вишерской структуры. Предполагается, что ее заложение началось еще в раннесоликамское время, когда соли накапливались узкой полосой в Камском прогибе.

В раннесоликамское время активизировался Красноуфимский глубинный разлом. Это привело к формированию высокоамплитудного (порядка 100 м) сброса в подсолевых отложениях. Соляная толща, как более пластичная масса, частично компенсировала этот резкий перегиб, поэтому в надсолевых отложениях сформировался малоамплитудный сброс с множеством сопутствующих трещин. Это приводит к росту антиклинальной структуры на западе и смежной синлинальной – на востоке.

В позднесоликамское время за счет неравномерного распределения нагрузки, наличия ослабленных зон и резкого перепада ложа соляная масса, вероятно, стала медленно перераспределяться. Во время формирования средней части верхнесоликамской толщи, антиклинальная

структура на западе (зачаток Вишерского вала) отделяет морской бассейн от Соликамской впадины. В результате, в пределах синклинальной структуры, формируются специфические лагунные гипсовые и галитовые осадки.

В раннешешминское время, происходило неравномерное накопление осадков, а активизация разломов в фундаменте привела к нарушению целостности надсолевых отложений, в которых за счет постепенного растяжения сформировалась горстовая структура, ограниченная с запада и востока листрическими сбросами, простирающимися меридионально. В это же время формируется Дуринская система разломов. В апикальной части горста, как в наиболее проницаемой зоне, интенсивно растворяются калийные соли, что приводит к формированию мощной глинисто-гипсовой шляпы.

В позднешешминское время в пределах Камского прогиба шло компенсированное осадконакопление пестроцветных отложений. Седиментационная нагрузка от поступающих осадков провоцировала процесс роста сброса и прогибания ложа бассейна. В западной части также шло погружение надсолевых отложений. В этом блоке каменная соль, в конечном счете, была выдавлена, поэтому надсолевые отложения сомкнулись с подстилающими соль отложениями.

Повышенная мощность вышележащих осадков в пределах Камского прогиба создала дополнительную нагрузку, тем самым увеличила отток солей в сводовую часть Камско-Вишерского вала.

Исходя из этого, соль переместилась на поднятия и в ослабленные зоны, где давление вышележащих толщ меньше. Вероятно, именно это привело к формированию, ряда локальных соляных структур.

Дуринский и Боровицкий широтные разломы пересекают Соликамскую впадину в широтном направлении. Предполагалось, что оба разлома являются левосторонним сдвигами [1]. Дуринский имеет протяженность более 500 км и пересекает уральские структуры, при этом Боровицкий локализован в пределах Соликамской впадины, так как ограничен с востока Западно-Уральским, а с запада Красноуфимским разломом.

Боровицкая структура была открыта в 1969 г. в ходе бурения солеразведочных скважин и охватывает площадь порядка 100 км^2. Боровицкая площадь включает в себя Боровицкий прогиб и ограничивающий его с юга малоамплитудный Южно-Боровицкий вал. В ходе картирования территории Соликамской впадины в районе Боровицкого прогиба были выделены несколько экзотектонических разломов.

Дуринская структура, выявленная в 1957 г., является наиболее изученной и в то же время сложной по строению. Контуры структуры не имеют четких границ. На западе Дуринский прогиб постепенно смыка-

ется под прямым углом с Камским прогибом. На востоке граница условно проводится в районе выклинивания калийной залежи. В пределах прогиба пройдено несколько сотен солеразведочных, структурных и нефтяных скважин. Также, в контуре этой площади располагается несколько нефтяных месторождений.

Строение фундамента соляной толщи в районе Боровицкого и Дуринского прогибов, достаточно схожее. В подсолевых отложениях геофизическими методами установлены кулисообразные гравитационные аномалии, частично подтвержденные данными структурного бурения. Эти аномалии связываются с зонами Боровицкого и Дуринского разломов. Симметричное положение Дуринской и Боровицкой системы позволило предположить [4], что в шешминское время произошло гравитационное оползание центрального блока Соликамской впадины в западном направлении. При этом разломы выступали в качестве сбросо-сдвигов: левых в Дуринском прогибе и правых – в Боровицком.

Анализ построенных разрезов позволил квалифицировать Боровицкий и Дуринский прогибы как субширотные листрические сбросы. Наличие листрических разломов в разрезах фиксируется в ряде скважин, в которых пестроцветные отложения залегают непосредственно на подстилающей каменной соли (ПдКС). Линии разломов хорошо трассируются и на структурной карте ПдКС, где она отделяет крупный вал на юге от отрицательной структуры на севере. Максимальное погружение кровли ПдКС фиксируются тремя скважинами, в которых достигает -360 м.

Формирование Дуринской и Боровицкой структуры, на наш взгляд, происходило в результате активизации древнего разлома. Специфика заключается в том, что зона Дуринского разлома проявила себя не как одиночный разлом, а как два параллельных сбросо-сдвига. В результате чего и сформировались ступенчатые нарушения в кровле глинисто-ангидритовой толщи во многом определившие особенность деформации как соляных, так и надсолевых отложений. Также стоит отметить, что мощность соляной толщи в этом районе больше, чем в районе Боровицкой или Камской структур, что усиливает эффект, производимый соляной тектоникой. Вдобавок ко всему, общий наклон поверхности подсолевого ложа здесь направлен в западном и северо-западном направлениях, что меняет вектор деформаций в этих направлениях в отличие от южного вектора деформаций Боровицкой структуры.

Литература

1. *Кассин Г.Г., Филатов В.В.* Динамика Дуринского прогиба по гравиметрическим данным // Геофизические работы при региональных и геоло-

госъемочных исследованиях на Урале: Тез. докл. науч.-техн. конф. Свердловск, 1989.

2. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. 2-е изд., перераб. М.: Эпсилон Плюс, 2013. 368 с.

3. *Проворов В.М.* Основные черты тектоники нижнепермских отложений и ее связь с глубинным строением Среднего Приуралья // Нижнепермские отложения Камского Предуралья: Тр. ВНИГНИ. Вып. 118. Пермь, 1973. С. 28–48.

4. *Чайковский И.И.* Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения // Горн. журн. 2008. № 10. С. 41–44.

А.А. Третьяков[1], А.В. Пилицына

Метаморфические комплексы Жингельдинского блока Жельтавского террейна (Южный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста

Характерной особенностью западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса является присутствие террейнов с докембрийской корой, расположенных среди раннепалеозойских аккреционных и островодужных комплексов, а также фрагментов офиолитов. В строении докембрийских террейнов принято выделять комплексы фундамента, сложенного протерозойскими в различной степени метаморфизованными магматическими и осадочными породами, и слабометаморфизованный осадочный чехол, формирование которого происходило в течение эдиакария–кембрия [4]. При этом для террейнов Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня среди пород фундамента в ограниченном количестве отмечается присутствие раннедокембрийских образований, однако преобладающими являются вулканогенно-осадочные толщи кислого или базальт-риолитового состава и гранитоиды неопротерозойского возраста.

Докембрийские комплексы небольшого Жельтавского террейна, расположенного в Южном Казахстане, слагают узкую полосу северо-западного простирания. В террейне могут быть выделены Анрахайский, Жингельдинский и Бурлинский блоки, сложенные разнообразными метаморфическими образованиями и отделенные друг от друга ордовик-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

скими и девонскими вулканогенно-осадочными толщами. С юго-запада Жельтавский террейн ограничен Джалаир-Найманской офиолитовой зоной, которая сложена кембрийскими и нижнеордовикскими офиолитами, кремнисто-базальтовыми и кремнисто-терригенными комплексами [1, 2].

Среди пород Анрахайского блока выделяются амфиболит-гнейсовые образования одноименного комплекса, а также сланцы, кварциты и карбонаты кояндинского комплекса, фрагменты раннекембрийских (?) офиолитов и среднекембрийские неметаморфизованные гранитоиды. Ранее были получены оценки возраста кристаллизации протолита для амфибол-биотитовых (1840 млн лет) и мусковит-хлоритовых (790 млн лет) ортогнейсов анрахайского комплекса. Было установлено, что накопление осадочного протолита гранат-слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев кояндинского комплекса происходило в течение эдиакария–кембрия, а в области сноса преобладали магматические породы кислого состава с возрастом ~ 1 млрд лет [6]. Кроме того, для кояндинского комплекса характерно присутствие высокобарических пород: эклогитов, гранатовых клинопироксенитов и образованных по ним гранатовых амфиболитов, а также шпинелевых перидотитов. Возраст высокобарического метаморфизма пород Анрахайского блока оценивается как 490 ± 3 млн лет и соответствует границе кембрия–ордовика [3].

Жингельдинский блок расположен в крайней северо-западной части Жельтавского террейна и отделяется от пород Анрахайского блока нижне-среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами. Среди метаморфических образований Жингельдинского блока наибольшее распространение имеют в различной степени рассланцованные ортогнейсы с полосчатой, реже очковой, текстурами и варьирующими содержаниями плагиоклаза, кварца и K-Na полевого шпата. Степень метаморфических преобразований пород не превышает амфиболитовой фации. Во многих случаях ортогнейсы вмещают тела амфиболитов, в том числе гранатовых, по химическому и минеральному составу сходными с амфиболитами Анрахайского блока.

На диаграмме Ab-An-Or ортогнейсы Жингельдинского блока попадают в области гранитов и реже трондьемитов. Для пород характерны широкие вариации содержаний SiO_2 (от 66.2 до 74.2 мас.%). Ортогнейсы характеризуются близкими значениями индекса глиноземистости (ASI = 0.98 – 1.09), соответствующими границе металюминиевой и пералюминиевой серий. Породы демонстрируют высокую железистость ($FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ = 0.74–0.86) и относительно высокую щелочность (MALI = 4.93–7.46), соответствующую щелочно-известковой и известково-щелочной сериям. Для ортогнейсов Жингельдинского блока отмечаются обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ (значения $(La/Yb)_n$ нахо-

дятся в интервалах 7–19) и наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.48–0.84), за исключением двух образцов с более высокими содержаниями Eu (Eu/Eu* = 1.1). На мультиэлементной диаграмме распределения рассеянных элементов ортогнейсы в целом обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Th, за исключением Sr) и обеднены такими высокозарядными элементами, как Nb, P, Ti, за исключением Zr. На диаграммах FeO*/MgO vs. (Zr+Nb+Ce+Y), Nb vs. 10^4Ga/Al и Zr vs. 10^4Ga/Al [7] ортогнейсы Жингельдинского блока попадают на границу областей гранитов I, S-типов и гранитов A-типа, или реже соответствуют полю гранитов A-типа. На диаграммах Rb vs. Y+Nb, Rb vs. Yb+Ta [5] ортогнейсы располагаются в области раздела внутриплитных и островодужных гранитов, реже попадая в поле внутриплитных гранитов.

Амфиболиты, формирующие многочисленные тела среди ортогнейсов Жингельдинского блока, характеризуются содержаниями SiO_2 в диапазоне 45.4–56.7 мас.% и высокими концентрациями Al_2O_3 (13.9–18.9 мас.%), FeO_{tot} (11.6–16.7 мас.%) и TiO_2 (1– 2.6 вес.%), что сближает их с производными толеитовой серии. Породы демонстрируют высокие суммарные содержания РЗЭ (∑РЗЭ = 244–416). Они обогащены ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ($(La/Yb)_n$ = 3–13), что сближает их с базальтами типа OIB или внутриплитными базальтами.

В трех пробах ортогнейсов, различающихся по текстурно-структурным особенностями, были проведены U-Pb геохронологические (SHRIMP II) исследования акцессорных цирконов. Полученные оценки возраста позволили установить неопротерозойский возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов ортогнейсов Жингельдинского блока: 792 ± 6 млн лет (20 зерен), 796 ± 3 млн лет (20 зерен) и 793 ± 4 млн лет (15 зерен). Для одного из ядер циркона была получена $^{207}Pb/^{206}Pb$ неоархейская (2747 ± 9 млн лет) оценка возраста, свидетельствующая об участии в строении коры Жингельдинского блока и раннедокембрийских образований.

Таким образом, химические составы ортогнейсов и амфиболитов Жингельдинского блока сходны с составами мусковит-хлоритовых ортогнейсов и амфиболитов, выделенных в пределах Анрахайского блока и соответствующих одноименному анрахайскому метаморфическому комплексу. Близкие оценки возраста протолита ортогнейсов из двух блоков позволяют предполагать единую тектоно-магматическую эволюцию пород в неопротерозое. Сходство Анрахайского и Жингельдинского блоков проявлено и в наличии среди метаморфических образований высокобарических пород (эклогитов), однако в Жингельдинском блоке эклогиты интенсивно диафторированы в условиях ретроградного

метаморфизма и фактически превращены в гранатовые амфиболиты с реликтами минеральных ассоциаций более высоких ступеней.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-35-00199 мол-а.

Литература

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

2. *Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Офиолиты Джалаир-Наиманскои зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // ДАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 359–364.

3. *Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A. et al.* Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 805–820.

4. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

5. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.

6. *Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): P-T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // Lithos. 2019. V. 324–325. P. 115–140.

7. *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

А.А. Третьяков[1], Н.К. Данукалов, К.Е. Дегтярев

Позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Улутауского массива (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста

В строении палеозид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса участвуют крупные массивы с докембрийской континен-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

тальной корой. Их фундамент сложен позднедокембрийскими в различной степени метаморфизованными кварцито-сланцевыми толщами и вулканогенно-осадочными толщами, а также гранитоидами, которые перекрыты неметаморфизованными терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные образованиями эдиакарско-нижнепалеозойского чехла. Работы последних лет, посвященные изучению кварцито-сланцевых толщ массивов Северного, Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, показали, что эти толщи являются фрагментами единого субплатформенного чехла, накапливавшегося в конце мезо- начале неопротерозоя [10]. Изучение метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ кислого состава и гранитоидов указывает на их образование в течение нескольких этапов мезо- и неопротерозойского магматизма. Со стенийским этапом (~ 1.2–1.1 млрд лет) связано формирование кислых вулканитов и гранитоидов, подстилающих кварцито-сланцевые разрезы. В то же время тонийские (~ 0.9–0.7 млрд лет) кислые эффузивы перекрывают, а гранитоиды прорывают кварцито-сланцевые толщи. Геохимические и изотопные характеристики позднедокембрийских вулканитов и гранитоидов свидетельствуют об их формировании в результате тектоно-магматической переработки раннедокембрийской континентальной коры во внутриплитной обстановке [8]. На этом основании можно предполагать, что в позднем докембрии большинство массивов с континентальной корой в западной части Центрально-Азиатского пояса находилось вдали от зон конвергенции [8].

От других массивов западной части Центрально-Азиатского пояса по составу и строению комплексов фундамента существенного отличается Улутауский массив, распложенный на западе Центрального Казахстана. В его пределах выделяется несколько зон субмеридионального простирания, в строении которых участвуют в разной степени метаморфизованные довендские комплексы, имеющие существенные различия по составу слагающих пород. Ранее их возраст считался архейско-раннепротерозойским или раннепротерозойским [3, 4, 6]. Однако в последние годы появилось большое количество данных о позднедокембрийском возрасте как стратифицированных, так и плутонических комплексов, участвующих в строении различных зон Улутауского массива.

В западной части Улутауского массива преобладают метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи преимущественно кислого состава (жиидинская, майтюбинская и коксуйская серии). Породы жийдинской и майтюбинской серий прорваны прорваны гнейсо-гранитами жаункарского комплекса. Для порфироидов майтюбинской серии получена оценка возраста 836±6 млн лет, а для гнейсо-гранитов жаункарского комплекса – 803±27 млн лет и 829±10 млн лет [8]. Для вулканитов коксуйской серии и гранитов

актасского комплекса, завершающих разрез фундамента западной части массива, получены более молодые оценки возраста – 794 ± 3 млн лет и 791 ± 7 млн лет соответственно [8].

В центральной части массива комплексы фундамента представлены гнейсами, сланцами и амфиболитами бектурганской серии, которые являются продуктами метаморфизма вулканогенно-осадочной толщи базальт-риолитового состава, формировавшейся в интервале от 814 до 760 млн лет [5].

Полученные данные свидетельствуют о формировании комплексов западной и центральной частей Улатауского массива в узкий временной интервал, соответствующий тонийскому периоду неопротерозоя.

Для комплексов фундамента восточной части Улутауского массива характерно является широкое распространение метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ среднего и основного состава. В основании разреза здесь традиционно выделяется вулканогенно-осадочная аралбайская серия. Ее нижняя часть сложена в основном полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми, графитистыми сланцами, кварцитами, в том числе железистыми, с редкими горизонтами кислых вулканитов. Верхи образованы вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, среди которых преобладают лавы и туфы среднего и кислого составов [7]. Более высокое положение предполагается для вулканогенно-осадочной джеспилитовой карсакпайской серии [2, 4]. Вулканогенные и осадочные породы, участвующие в ее строении, образуют четыре пачки, выделенные в свиты. Для всех свит характерна смена в верх по разрезу вулканитов терригенными и хемогенными породами, в том числе железистыми кварцитами. Среди вулканитов резко преобладают базальты, в то время как породы среднего и кислого состава присутствуют в подчинённом количестве. Наиболее высокое положение в восточной части массива предполагается для белеутинской серии, в строении которой преобладающими являются вулканиты и туфы среднего, кислого состава, чередующиеся с туфоконгломератами.

Ранее для комплексов восточной части массива были получены U-Pb оценки возраста кислых вулканитов (920 ± 50 млн лет) аралбайской серии, а в осадочных породах, собраны микрофоссилии, что позволяло предполагать формирование аралбайской, карсакпайской и белеутинской серий в начале неопротерозоя [1, 7]. В то же время современные геохронологические данные для комплексов этой части массива отсутствовали. Авторами проведено изучение аралбайской, карсакпайской и белетутинской серий в Североном и Южном Улутау, получены новые данные о возрасте и составе, слагающих их пород.

Разрезы аралбайской серии изучены в Северном Улутау в районе гор Жаксы-Арганаты, где распространены в основном вулканогенные по-

роды, относимые к коскульской свите [7]. Преобладающими здесь являются рассланцованные андезидациты, дациты, риолиты и их туфы. Для акцессорного циркона из дацитов получена U-Pb оценка возраста кристаллизации 759±4 млн лет (SHRIMP II).

Наиболее представительные разрезы карсакпайской и белеутинской серий известны в Южном Улутау. В районе ручья Шолаксай (севернее долины р. Белеуты), где карсакпайская серия представлена болбраунской свитой, в нижней части которой наряду с базальтами и их туфами, присутствуют кристаллокластические туфы дацитового и андезидацитового составов. Для акцессорного циркона из туфов андезидацитов получена U-Pb оценка возраста кристаллизации 745 ±3 млн лет (SHRIMP II). Белеутинская серия по р. Белеуты представлена всеми тремя свитами. В средней шолаксайской свите преобладают туфы и вулканогенно-осадочные породы средне-кислого и кислого состава. Для акцессорного циркона из туфов риолитового состава получена U-Pb оценка возраста кристаллизации 762±3 млн лет (SHRIMP II).

Таким образом, формирование вулканогенно-осадочных толщ восточной части Улутауского массива происходило в узкий временной интервал, соответствующий концу тонийского периода неопротерозоя. При этом оценки возраста кристаллизации вулканогенных пород аралбайской и белеутинской серий в пределах погрешностей измерений совпадают.

Вулканогенные породы обеих серией дифференцированы в ряду от базальтов до риолитов, однако различаются соотношениями вулканитов разного состава. Аралбайская серия в основном сложена породами кислого состава, в то же время в белеутинской серии широко развиты основные и средние породы. Крайние члены дифференцированных рядов обеих серий обладают близкими минералого-петрографическими и геохимическими характеристиками. Наименее дифференцированными разностями являются высоко-Ti (TiO_2 2.2÷2.5 мас.%) базальты толеитовой серии (FeO*/FeO*+MgO – 0.76–0.82), а наиболее дифференцированными – дациты, риодациты и риолиты известково-щелочной серии (MALI = 2.3 ÷ 6.3), характеризующиеся умеренной глиноземистостью (ASI – 0.9÷1.1) и железистостью (FeO*/FeO*+MgO = 0.8 ÷ 0.92) [9]. Для пород характерна обогащенность LREE относительно HREE ((La/Yb)n 3÷11) и проявленная Eu-ая аномалия (Eu/Eu* 0.5–0.9).

Оценки возраста андезидацитов болбраунской свиты указывает на более высокое стратиграфическое положение карсакпайской серии в разрезе восточной части Улутауского массива. Среди вулканогенных пород этой серии преобладают пикробазальты и базальты, а более кислые разности, представленные андезидацитами, развиты ограничено. При этом основные вулканиты также являются высоко-Ti (TiO_2 1.3÷2.4 мас.%) и принадлежат толеитовой серии (FeO*/FeO*+MgO – 0.67–0.76).

Близкие оценки возраста, полученные для пород аралбайской, белеутинской и карсакпайской серий, указывают на формирование вулканогенно-осадочных толщ восточной части массива в течение одного этапа магматизма. Участие в строении каждой из серий осадочных пород, среди которых присутствуют тонко терригенные и хемогенные, в том числе железистые, разности, указывает на субаквальный характер магматизма (ссылка).

Дифференцированный состав вулканогенных серий и присутствие в их разрезах андезибазальтов и андезитов, позволяет предполагать связь магматизма с конвергентными обстановками, а основным источником пород считать вещество надсубдукционной мантии. Характерными элементами вулканогенных разрезов являются толеитовые базальты, геохимические особенности которых, в частности, обогащенность ЛРЗЭ, ВЗЭ, а также деплетированность ТРЗЭ ((Gd/Yb)n – 1.5–3.5) и высокие Nb/Yb (2.8–11) указывают на образование расплавов из обогащенного мантийного источника в поле стабильности граната [11]. Ассоциация надсубдукционных вулканитов и производных плавления обогащенной мантии является характерной особенностью для обстановок задуговых бассейнов. С этим же согласуются и более молодые оценки возраста карскапайской серии (745±3 млн лет), вулканогенные толщи которой имеют преимущественно базальтовый состав, что может указывать на антидромный характер магматизма в процессе эволюции бассейна, связанный с постепенным нарастанием рифтогенных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00108-а.

Литература

1. *Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н.* Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 68–79.

2. *Зайцев Ю.А., Розанов С.Б.* Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклинория на Южном Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 107–123.

3. *Зайцев Ю.*А., *Филатова Л.И.* Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана) // Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 21–92.

4. *Милеев В.С., Розанов С.Б.* Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 368 с.

5. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф. и др. Возраст, строение и состав "древнейших" комплексов Улутауского докембрийского массива

(Центральный Казахстан) // Мат-лы LI-го Тектонич. совещ.: Проблемы тектоники континентов и океанов: Тез. докл. М.: Изд-во ГЕОС, 2019. С. 298–301.

6. *Филатова Л.И.* Докембрий Улу-Тау. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 323 с.

7. *Филатова Л.*И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.

8. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* 3 Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. № 47. P. 44–75.

9. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

10. *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A. et al.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. № 47. P. 28–43.

11. *Pearce J.A., Stern R.J.* Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives // Back-arc spreading systems. Geological, biological, chemical and physical Interactions. Washington. Geophys. Monogr. 2006. P. 63–86.

В.Г. Трифонов[1], С.Ю. Соколов[1], С.А. Соколов[1], Х. Хессами[2]

Мезозойско-кайнозойское тектоническое развитие Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона в сопоставлении со строением верхней мантии

Цель предлагаемого сообщения – представить целостную картину строения и мезозойско-кайнозойского развития земной коры Восточно-Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона и выяснить ее геодинамические соотношения с подлитосферной верхней мантией.

Южным обрамлением рассматриваемого региона является сутура Измир–Анкара–Эрзинджан, которая на востоке, в районе г. Эрзурума раздваивается. Ее южная ветвь продолжается до г. Кагызмана, далее поворачивает на юго-восток, следует вдоль западного берега оз. Урмия и соединяется с сутурой Неотетиса, выделяемой в зонах Южно-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; trifonov@ginras.ru, sysokolov@yandex.ru, sokolov-gin@yandex.ru

[2] Международный институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии, Тегеран, Иран; hessami@iiees.ac.ir

Таврского и Главного Загросского надвигов. Ветвь разделяла Тавриды и Иранскую малую плиту. Офиолиты северной ветви вскрыты фрагментарно в СЗ Турции западнее городов Хорасан и Карс и в Базумском хребте Армении и продолжаются Севано-Акеринской офиолитовой зоной, достигающей района г. Нахичевани. Скрытое продолжение этого структурного шва предположительно следует вдоль Северо-Тебризского разлома, южных подножий Эльбурса и Беналуда и смыкается с Хашрудской офиолитовой зоной СЗ Афганистана. Сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан и Севано-Акеринская являются реликтами Мезотетиса и отличаются от сутуры Неотетиса более ранним возрастом пород офиолитового и островодужного комплексов.

Анализ материалов по геологии региона выявил следующую тектоническую зональность, оформившуюся в ранней юре к северу от Мезотетиса: (1) эпигерцинская подвижная область (Восточный Понт и Сомхето-Карабахская зона); (2) Мезийско-Черноморско-Закавказская малая плита с докембрийско-байкальским фундаментом, подвергшимся на востоке герцинской тектоно-магматической переработке; (3) относительно глубоководный Крымско-Кавказско-Южнокаспийский прогиб, в осевой части унаследованный от раннетриасового прогиба и развивавшийся на континентальной коре, утонявшейся по мере его растяжения и опускания; (4) край Скифской плиты, который в зависимости от степени сиализации коры испытывал большее или меньшее опускание с накоплением мелководных морских, реже континентальных фаций. На Кавказе по краям зоны 3 выделены южный и северный склоны прогиба, где накопились более мощные, чем в зонах 2 и 4, шельфовые отложения. На границе Кавказа и Каспия зона 2 резко сужается и в Эльбурсе представлена узкими фрагментами.

В байосе, с началом субдукции на северном краю Мезотетиса, в зонах 1, 2 и на южном склоне прогиба 3, происходил островодужный вулканизм, который в зоне 1 продолжался в раннем мелу и, возможно, до турона, когда реликты Мезотетиса закрылись. В эоцене, в значительной мере наследуя область прежнего островодужного вулканизма, развивался коллизионный вулканический пояс.

С конца байоса до берриаса крымская часть зоны 3, северный склон прогиба 3 и в меньшей мере зона 4 испытали деформации нескольких фаз киммерийской тектонической эпохи, после которой до начала миоцена в этих областях происходило накопление шельфовых фаций. В кавказско-южнокаспийской части зоны 3 вплоть до начала миоцена продолжалось относительно глубоководное осадконакопление. В позднем мелу в зоне 2 возникли грабенообразные структуры растяжения, которые оформились в Западно-Черноморскую и Восточно-Черномор-

скую впадины, заполнявшиеся морскими отложениями на утонявшейся континентальной коре.

Для изучения строения верхней мантии рассматриваемого региона было построено шесть поперечных (субмеридиональных) профилей и четыре продольных (субширотных) профиля скоростных неоднородностей мантии. Базой данных послужила объемная модель вариаций скоростей продольных волн MIT-P08 [1, 2]. Модель представляет собой значения отклонения скоростей P-волн от среднего значения первого приближения (*dVp*), заданные в (%). В процессе ее расчета использовались времена вступлений различных фаз преломленных волн на различных частотах с коррекцией за рельеф суши и дна акваторий.

Сравнение коровых структур, возникших в ходе мезозойско-кайнозойской тектонической эволюции региона, со скоростными неоднородностями верхней мантии показывает, что следы этих неоднородностей в значительной мере стерты интенсивными горячими потоками, распространявшимися от Эфиопско-Афарского суперплюма. Лишь в тех участках, где интенсивность потоков ослабевала, следы верхнемантийных неоднородностей сохранились. Так, обнаруживается глубинное происхождение поднятия Архангельского-Андрусова. К западу от его юго-западного склона мощность литосферы составляет 170 км, а восточнее уменьшается до 100–150 км. Возможно, это связано с герцинской тектоно-магматической переработкой восточной части Черного моря и Закавказской микроплиты. Юго-восточное продолжение той же границы выражено резким различием между относительно высокоскоростной верхней мантией Западной Анатолии и более низкоскоростной верхней мантией Восточной Анатолии.

Сохраняются реликты субдуцированных слэбов, причем их сохранность не зависит от времени окончания субдукции и определяется только распределением подлитосферных латеральных потоков, разрушающих слэбы. Так, выявлены следы слэба Неотетиса в Загросе, тогда как в зоне Южно-Таврского (Битлизского) надвига они не обнаруживаются. Более древний слэб Мезотетиса отчетливо выражен в районе с. Саатлы (Азербайджан), но никак не проявился западнее и восточнее, где стерт подлитосферными потоками.

Наиболее выразительной мантийной структурой является слэб литосферы Скифской плиты под Центральным Кавказом. Пододвигание, вероятно, произошло в карбоне в ходе герцинской субдукции палеозойского океана под край Гондваны. Уникальность структуры состоит в сохранности слэба в течение столь длительного времени, а также в его локальности. Он обнаружен только под Центральным Кавказом и, возможно, обусловлен повышенной сиаличностью этого края Гондваны. Более слабые проявления подобного слэба присутствуют под Степным

Крымом. Под Северо-Западным Кавказом и южным обрамлением Керченско-Таманской области и под Восточным Кавказом аллохтонный клин над зоной субдукции мог иметь более мафическое (океаническое) строение, и потому геофизические отличия слэба от соседней мантии были менее контрастными и стерлись со временем. Возникшая в герцинское время концентрация коровых по своему происхождению метаморфических пород под Центральным Кавказом и Крымом обусловила в киммерийскую тектоническую эпоху их интенсивные деформации и аномальное поднятие Центрального Кавказа, приведшее к выходу на поверхность палеозойского фундамента. Различия в строении мантии проявились, хотя и слабее, в северных предгорьях Кавказа и Крыма. К северу от Центрального Кавказа возникло Кавминводско-Ставропольское поднятие, разделившее Терско-Дербентскую и Азово-Кубанскую ячеи Предкавказского передового прогиба, а Центрально-Крымское поднятие стало западной границей Азово-Кубанской ячеи.

С дальнейшими преобразованиями литосферы под воздействием подлитосферной мантии, отчетливо проявленными в строении земной коры, связаны неотектонические события. Средне-позднемиоценовые отложения снивелировали рельеф Черного моря, и в плиоцен-четвертичное время здесь происходило общее прогибание и недифференцированное осадконакопление. Тогда же усилилось прогибание Южного Каспия, Азово-Кубанского и Терско-Дербентского прогибов. В горных частях региона в среднем и позднем миоцене происходили многофазные разломно-складчатые деформации, которые привели к образованию дифференцированных субаэральных (а в Южном Каспии также подводных) поднятий. Они дополнились общим плиоцен-четвертичным воздыманием и формированием современных горных сооружений.

Свидетельства поперечной тектонической сегментации Альпийско-Гималайского пояса выявлены и проанализированы при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00727. Мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность, ее эволюция и соотношения со строением верхней мантии исследованы на средства Российского научного фонда, проект № 17-17-01073.

Литература

1. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1127–1145, doi:10.5800/GT-2018-9-4-0386.

2. *Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // Geochemistry Geophysics Geosystems G^3. 2008. V. 9. N. 5. P. 1–21. doi:10.1029/2007GC001806

Я.И. Трихунков[1, 2], Т.Н. Кенгерли[3], П.Д. Фролов[1], Д.М. Бачманов[1], Е.А. Шалаева[1], Ф. Алиев[3]

Оценка плиоцен-четвертичного поднятия Восточного Кавказа на основе изучения акчагыльских морских отложений

Введение. Восточный Кавказ как краевой сегмент горно-складчатого сооружения Большого Кавказа был сформирован на периферии коллизионного взаимодействия Скифской плиты и Закавказского массива. Возраст первичных орогенных деформаций горного сооружения оценивается в интервале от эоцена до олигоцена, а основная стадия орогенических движений относится к послемайкопскому времени [3, 4, 6]. В 2018–2019 годах были проведены работы по изучению новейшей тектоники и стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Восточного Кавказа, позволяющие существенно омолодить возраст активной фазы кавказского орогенеза. Находка четвертичных отложений с морской фауной в высокогорье Кавказа позволяет оценить амплитуду и скорости новейших поднятий непосредственно по деформациям морского дна, а не по косвенным данным о деформациях поверхностей выравнивания, или данным повторных нивелировок.

Методы и материалы. Для оценки структурно-геоморфологического положения исследуемых отложений применялся морфоструктурный анализ, основанный на полевых маршрутных наблюдениях и сопоставлении полевых данных с данными геологических карт, космических снимков (Landsat TM) и цифровых моделей рельефа (SRTM с разрешением 90 м) [7]. Для детального анализа распределения новейших отложений использовались результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 [1]. Фациальный анализ позволил уточнить генезис отложений и обстановки их формирования. Для оценки относительного возраста пород применены методы палеомагнитного и фаунистического датирования. Отобраны и предварительно проанализированы споропыльцевые и фаунистические образцы.

Результаты. Регион исследования расположен на стыке высокогорного Восточного Кавказа со среднегорно-низкогорным Юго-Восточным. Доминирующие позиции в рельефе занимают морфоструктуры

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; jarsun@yandex.ru, pavlentiy987@mail.ru, dmbv@mail.ru, es-geo@mail.ru
[2] Географический факультет МПГУ, Москва, Россия
[3] Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, Азербайджан; tkangarli@gmail.com, fuad_al@yahoo.com

Тфанской (Базардюзю, 4466 м) и Шахдагской (Шахдаг, 4243 м) складчатых зон. Массив Шахдаг представляет собой широкую синклинальную мульду верхнеюрских и меловых известняков, лежащую несогласно в покрове на интенсивно смятых глинистых сланцах и песчаниках средней юры. Инверсионные морфоструктуры подобного типа также описаны в осевой зоне Западного Кавказа [6]. Непосредственно с северо-востока к Шахдагаскому покрову примыкают структуры Судурской складчатой зоны, выполненные известняками, мергелями и песчаниками нижнего мела, лежащие частично в автохтоне и несогласно перекрывающие складчатое основание, выполненное среднеюрскими глинистыми сланцами (продолжение Тфанской зоны) [2] (рис. 1).

С северо-востока к структурам Судурской складчатой зоны примыкает моноклиналь Кусарского наклонного плато, формирующая основу северо-восточного крыла горной системы. Моноклиналь выполнена различными по составу осадками неогена–квартера, несогласно перекрывающими складчатые структуры Тфанской зоны, а далее к северо-востоку несогласно наложенными на структуру Кусаро-Дивичинского предгорного краевого прогиба, интенсивно развивавшегося в майкопское время [2]. Моноклиналь плато не нарушена складчатыми деформациями и полого спускается к приморской Самур-Дивичинской низменности. В пределах последней моноклиналь выполаживается до горизонтального залегания и надстраивается морскими осадками среднего – верхнего плейстоцена (рис. 1).

Наибольшую мощность (до 1000 метров) в разрезе моноклинали Кусарского плато имеют галечно-валунные конгломераты так называемой продуктивной толщи балаханского возраста (рис. 1, 1А). Фациальный анализ позволяет охарактеризовать эти отложения как первую порцию грубой континентальной молассы Восточного Кавказа (косая слоистость, речной характер галек и валунов).

Контакт галечников продуктивной свиты и нижней части лежащих на них песчано-глинистых отложений акчагыла достаточно резкий: отложения меняют гранулометрический состав от галечников до песков, а выше – глин, исчезает косая слоистость; редкие гальки, встречающиеся в базальной пачке отложений акчагыла, имеют морской облик (округленные, уплощенные). Работами 2019-го года была опробована вся толща акчагыльских отложений Кусарского плато под г. Бол. Сувал (1906 м), суммарной мощностью около 250 м.

Наиболее выдающимися результатами, о которых можно говорить уже на промежуточном этапе работ, стали:

1) Однозначное установление морского генезиса данных отложений на основании изучения особенностей их литологии и стратиграфии

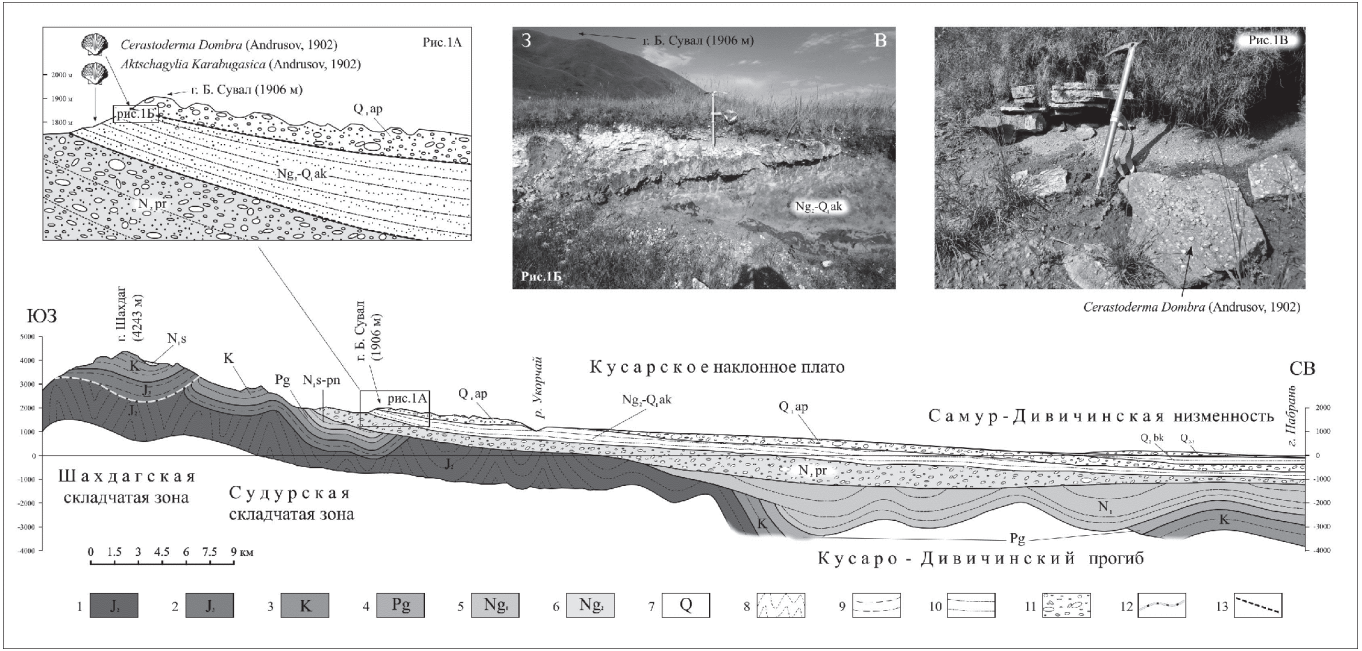


Рис. 1. Поперечный геолого-геоморфологический профиль по линии *г*. Шахдаг – г. Набрань.
Цифрами обозначены: *1–11* – породы: *1* – средней юры, *2* – верхней юры, *3* – мела, *4* – палеогена, *5* – миоцена, *6* – плиоцена, *7* – квартера, *8* – глинистые сланцы и песчаники, *9* – известняки и песчаники с карбонатным цементом, *10* – песчано-глинистые породы, *11* – галечно-валунные конгломераты; *12* – разрывные нарушения; *13* – поверхности несогласий

(многочисленные следы волновой ряби, отсутствие косослоистых отложений и др.), находок морской малакофауны.

2) Установление относительного возраста данных пород в результате обнаружения в их кровле слоя ракушняков с присутствием видов-индикаторов акчагыльского морского бассейна

- *Cerastoderma Dombra* (Andrusov, 1902)
- *Aktschagylia Karabugasica* (Andrusov, 1902)

Обсуждение результатов Анализ коррелятных отложений, выполняющих моноклиналь Кусарского плато, а также Кусаро-Дивичинский прогиб, показывает, что первые интенсивные поднятия Восточного Кавказа относятся к балаханскому времени (5.12–2.3 млн лет) [5]. Судя по мощности и грубости молассы продуктивной толщи в балаханское время для рельефа северных предгорий Восточного Кавказа были характерны многочисленные глубоко выработанные речные долины, отвечающие низкому уровню воды в каспийских впадинах: до – 600 м [5].

Моноклиналь Кусарского плато несогласно перекрывает структуры Кусаро-Дивичинского прогиба, и её кровля, формирующая поверхность плато, не испытала на новейшем этапе никаких отрицательных деформаций. Прогиб, как отрицательная морфоструктура, видимо, ещё существовал в балаханское время, но не затоплялся морем в силу крайне низкого уровня последнего. Отложения грубой молассы продуктивной толщи, имеющие максимальные (до 1 км) мощности в осевой зоне прогиба, полностью нивелировали его, и вышележащие осадки плиоцен-квартера отлагались уже субгоризонтально (рис. 1). Таким образом, никаких признаков развития Кусаро-Дивичинского прогиба в современном строении Кусарского моноклинального плато не проявляется, что свидетельствует о прекращении развития прогиба в плиоцене–квартере и втягивании его в новейшее поднятие Восточного Кавказа.

Тонкообломочный песчано-глинистый характер осадков акчагыла в разрезе Кусарского плато без следов косой слоистости, волновой ряби, с присутствием акчагыльских морских моллюсков, свидетельствует о сублиторальных условиях их накопления и о резком ослаблении в акчагыльское время эрозионной способности рек. Последнее в свою очередь указывает на поднятие базиса эрозии и условиях относительного тектонического покоя. Максимальный уровень поднятия акчагыльского моря достигал + 100 м [5]. Соответственно формирование описанных нами отложений могло происходить примерно на современном уровне мирового океана в условиях спокойного осадконакопления. Согласно определению П.Д. Фролова, виды Cerastoderma Dombra (Andrusov, 1902) и Aktschagylia Karabugasica (Andrusov, 1902) обитали в Каспийском бассейне в интервале 2–3 млн лет. Их обнаружение на высотах до 1800 м

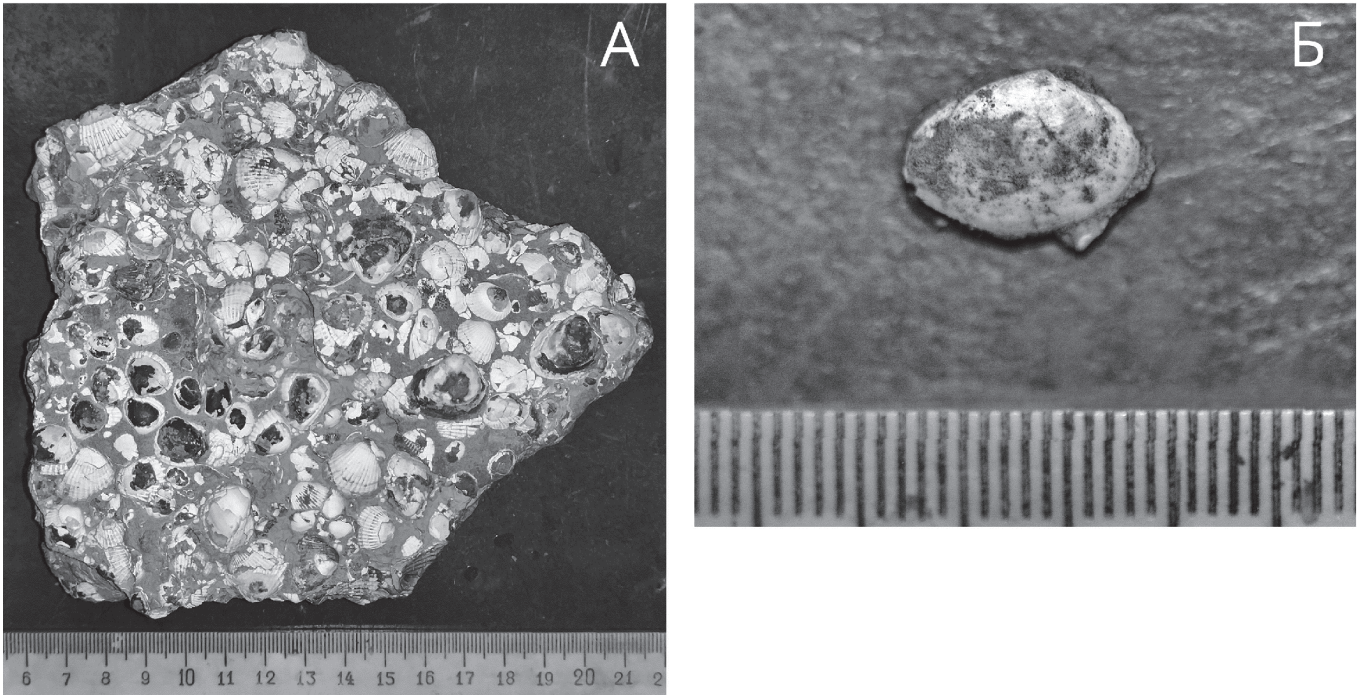


Рис. 2. Раковины: А) *Cerastoderma Dombra* (Andrusov, 1902), Б) *Aktschagylia Karabugasica* (Andrusov, 1902) из кровли отложений акчагыла под г. Бол. Сувал (1906 м)

делает содержащую их толщу акчагыльских отложений самыми высокоподнятыми четвертичными морскими осадками на Кавказе. Это позволяет нам оценить амплитуду четвертичных поднятий Восточного Кавказа в **1800 м** (при глубине бассейна до 100 м).

Отложения апшерона надстраивают разрез Кусарской моноклинали и приобретают облик грубой галечно-валунной молассы с косой слоистостью и невыдержанной мощностью слоёв. Они накапливались в море с уровнем, близким к современному [5]. Это свидетельствует о погрублении молассы именно в результате активизации орогенных поднятий, а не падения базиса эрозии. Таким образом, можно утверждать, что поднятие акчагыльских морских осадков на высоту до 1800 м произошло в апшеронское время 1.8 – 0.8 млн лет [5]. Из этих данных следует, что минимальная скорость четвертичного поднятия горного сооружения составляет **1 мм/год** (от нижней границы Апшерона) и является самой высокой из доказанных для Большого Кавказа в новейшее время.

Акчагыльские морские осадки, обнаруженные В.Г. Трифоновым и соавторами [8] на высотах около 1500 м в пределах Карского плато, позволяют утверждать, что Восточный Кавказ опережает по скорости поднятий Армянское нагорье на 0.3–0.4 мм/год.

Литература

1. Государственная геологическая карта СССР. Серия Кавказская. Лист К-39-XIX, XX. Масштаб 1:200000, 1958 г. / Ред. А.Н. Нехорошева. Утверждена науч.-ред. советом ВСЕГЕИ 9 октября 1958 г.
2. *Кенгерли Т.Н.* Погребенные мезозойские структуры Большого Кавказа в пределах Гусар-Девечинского наложенного прогиба // Azərbaycanda geofizika Yenilikləri. 2007. № 2. С. 31–34.
3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
4. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
5. *Свиточ А.А.* Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2014. 271 с.
6. *Трихунков Я.И.* Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.
7. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: http://srtm.csi.cgiar.org/
8. *Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H. et al.* Brackish-water Caspian-type Upper Pliocene deposits in the western Shirak Basin (NE Turkey), applied to estimation of the Quaternary uplift of the Lesser Caucasus // Quaternary Stratigraphy in Karst and Cave Sediments. Int. conf. INQUA-SEQS 2018, Postojna, Slovenia. Sept. 12–17, 2018. P. 78–79.

М.И. Тучкова[1], **Т.Н. Исакова**[1], **Т.В. Филимонова**[1], **С.Д. Соколов**[1], **А.В. Моисеев**[1]

Новые данные по пермским отложениям о. Врангеля – фауна, палеогеография, история развития

Пермские отложения о. Врангеля по материалам предшественников [2, 5] представлены двумя типами разрезов – существенно терригенным и карбонатно-терригенным. Терригенный тип разреза отмечается в южной части острова, терригенно-карбонатный – в северной [3, 8]. В Центральной части острова пермские отложения не были ранее установлены. Эти образования были отнесены к толще C_2–P, аналогичной по строению разрезам каменноугольных отложений. Разрез представлен конгломератами в основании с продолжающимся выше чередованием органогенно-обломочных и органогенных известняков с залегающими выше известковыми песчаниками и известняками с микрофауной. Деформации существенно слабее, чем в одновозрастных породах Северной и Южной зон [1, 8].

После полевых работ на о. Врангеля в 2014 г. в разрезах карбонатов Центральной зоны (р. Неизвестная, верхнее течение) была определена микрофауна татарского яруса. Микрофауна представлена фораминиферами Glomospira sp., ? Palaeotextularia sp., ? Nodosinelloides sp., ?Hemigordius sp., Nodosaria cf. gigantea Sossipatrova, N. mucronata Karavaeva, ?Pseudotristix sp. В целом комплекс фораминифер характерен для верхнеколымского надгоризонта верхней перми для Колымо-Омолоно-Чукотского региона [4, 7] или верхней части вучапсинского-чансинского ярусов лопинского отдела пермской системы Международной стратиграфической шкалы.

В базальных конгломератах верхней перми в составе обломков преобладают фаунистические остатки и обломки синседиментационных и более древних известняков, тогда как в конгломератах верхнего карбона доминируют обломки вулканитов основного состава и метаморфических пород. Полевые шпаты в цементе конгломератов и гравелитов верхней перми практически отсутствуют, в тяжелой фракции преобладают Fe-минералы (пирит, гематит). Популяции обломочных цирконов в верхнепермских образцах характеризуются более широким спектром древних цирконов, чем в образцах верхнего карбона. Обстановки осадконакопления преимущественно мелководные, с формированием гори-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; tuchkova@ginras.ru, isakova@ginras.ru, filimonova@ginras.ru, sokolov@ginras.ru

зонтов, насыщенных макро- и микрофауной. Также на формирование отложений в лагунных и мелководных условиях указывают данные по изотопии С и О.

Перечисленные факты указывают на то, что в позднем палеозое в современной центральной части о. Врангеля существовало внутрибассейновое поднятие, выведенное на поверхность в последевонское время в результате элсмирской перестройки [1, 6, 8]. В связи с этим в Южной и Северной тектонических зонах в каменноугольно-пермское время различались обстановки осадконакопления. В позднем карбоне источниками сноса служили древние метабазальты, метаморфические породы и граниты. К началу позднепермского времени в поднятие были вовлечены также и карбонатные породы верхнего карбона и силурийские.

Литература

1. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.,* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. № 3. С. 3–35.

2. *Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С.* Разработать и внедрить зональное деление гжельского яруса верхнего карбона СССР // Отчет за 1986–1989 гг., в 2 кн. Ленинград, 1989.

3. *Громов Л.В., Кирюшина М.Т.* Остров Врангеля. Геология СССР. Т. XXVI. 1947. С.388–406.

4. *Караваева Н.И.* Новые виды позднепермских фораминифер из омолонской и хивачской свит Омолонского массива // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М., 1984. С. 48–65.

5. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

6. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.* Этапы структурной эволюции осадочного чехла о.Врангеля, Восточная Арктика // Геотектоника. 2018. № 5. С. 1–17.

7. Решения Третьего межведомственного Регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002), Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

8. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–318.

В.П. Уткин[1]

Латеральные тектонические потоки континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в условиях ротационной геодинамики

Обоснование концепции латеральных тектонических потоков в литосфере Земли началось с исследования Э. Аргана [1], который показал реальную возможность латерального течения огромных объемов горных пород в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса. Ф. Кери [5] ввел в геотектонику понятие «реидной деформации» (течение, поток), которое объединило в единую категорию все виды деформации течения твердых тел (пластичное течение, хрупко-пластичное, катакластическое и пр.). В дальнейшем эта концепция получила развитие в трудах Российских исследователей в рамках разработанного ими учения о тектонической расслоенности литосферы [2]. В последние десятилетия было показано, что основной формой структурно-тектонической жизни консолидированной коры являются объемная (3D) деформация тектонического течения, различные формы проявления которого обобщены в коллективной монографии [3].

Широко распространенными структурно-кинематическими ансамблями латеральных плито-потоков являются тектонические триады: тыловое растяжение (отток масс), фронтальное сжатие (скучивание масс), фланговые сдвиги. Структура Япономорского региона характеризуется совокупностью всех трех элементов триады (рис. 1): Центрально-Японский рифт (тыловой отток масс), Южно-Японский пояс сжатия и воздымания (фронтальное скучивание масс), фланговая Восточно-Японская система левых сдвигов. Субмеридиональные левые сдвиги (ATL, STL и др.) (рис. 2) были активны до среднего миоцена [7], а прослеживаясь к югу в пределах акватории (рис. 1, врезка), сопровождаются синсдвиговым фронтальным чешуйчато-надвиговым скучиванием континентальных масс, формируя СЗ борт трога Нанкай. По другим левым сдвигам Восточно-Японской сдвиговой зоны (TF, EE, HIF, рис. 1) смещения происходили на протяжении 120–40 млн лет (конец апта – середина эоцена) [6]. Смещения по сдвигам отражают длительный этап формирования Южно-Японского пояса фронтального скучивания континентальных масс с синхронным раскрытием Центрально- Японского рифта как тыловой структуры растяжения Япономорского плито-потока.

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; stakhor@yandex.ru

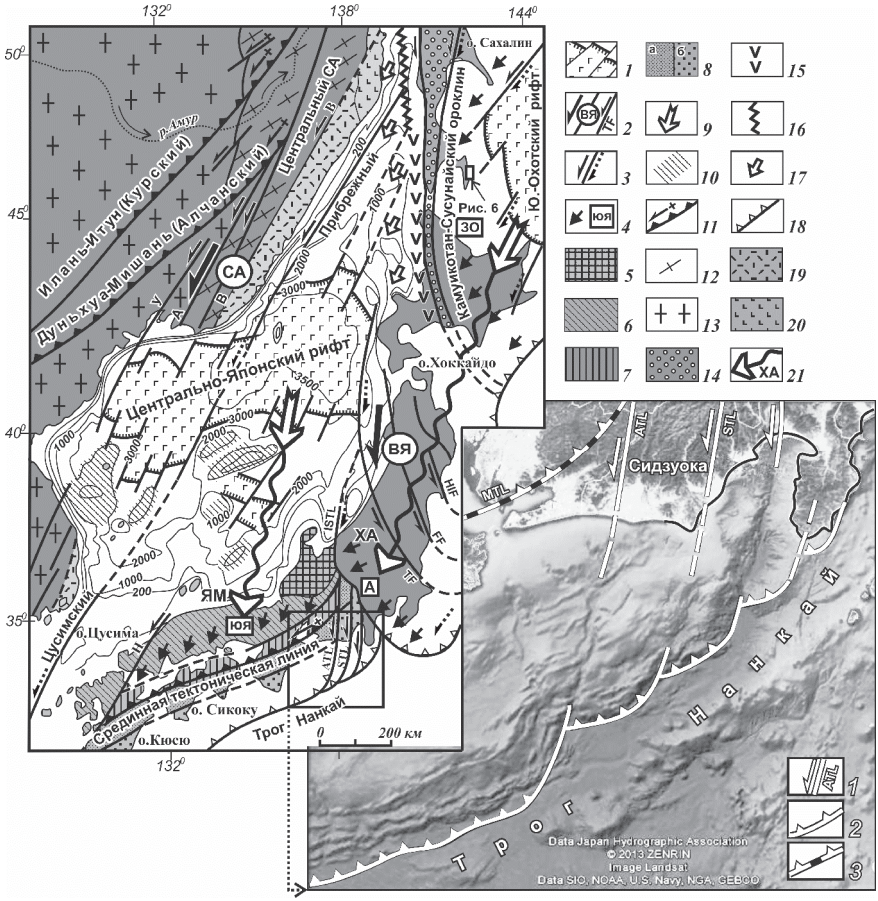


Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского и Охотоморского регионов (по [4] с дополнениями). *1* – сдвиго-раздвиговые границы Центрально-Японского и Южно-Охотского рифтов; *2* – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточной, АР – Арсеньевский, УС – Уссурийский, П – Прибрежный), ВЯ – Восточно-Японская (TF – Танакура, FF – Футаба, HIF – Хутокабэ-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, ATL – Акаиши, STL – Сасауама); *3* – сдвиги: сплошная стрелка – мезозой-раннекайнозойские, точечная – позднекайнозойские, в том числе, и активизированные докайнозойские; *4* – фронтальные пояса сжатия (скучивания масс): Южно-Японский (ЮЯ), Западно-Охотский (ЗО), Акаиши (А); *5–8* – тектоностратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: древний массив Хида (*5*), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (*6*), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (*7*), мел-кайнозойский пояс Шиманто (*8*): северный –

позднемеловой (*а*) и южный палеоген-раннемиоценовый (*б*); *9* – направления смещений континентальной коры; *10* – подводные поднятия с континентальной корой; *11, 12* – структуры сжатия: взбросо-сдвиги Бохай-Амурской системы и генетически адекватная им Срединная Тектоническая Линия Юго-Западной Японии (*11*), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (*12*); 13 – Восточно-Азиатский архей-протерозойский композитный кратоноген; *14–17* – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (*14*), Ребун-Манеронский (*15*), Татарский (*16*) и – направление их растяжений (*17*); *18* – зоны Беньофа (субдукции океанических плит); *19* – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; *20* – зона плейстоценовых базальтоидов Татарского рифта; *21* – направление течения коровых масс (оси плито-потоков: ХА – Хоккайдо-Акаиши, ЯМ – Япономорский). Врезка. *1* – сдвиги (ATL – Акаиши, STL – Сасауама); *2* – синсдвиговое фронтальное чешуйчато-надвиговое скучивание масс; *3* – Срединная Тектоническая Линия (MTL)

Главный структурный элемент Охотоморского региона – Южно-Охотский рифт, сформированный в результате латерального оттока континентальных масс (тыловое растяжение) с образованием глубоководной впадины с океанической корой. Сорванная континентальная кора, смещаясь в ЮЗ направлении, формировала Комуикотан-Сусунайский чешуйчато-надвиговый фронтальный пояс скучивания масс (рис. 1) с наложенным динамометаморфизмом, свидетельствующим о процессах фронтального сжатия. Обращает на себя внимание дугообразная форма пояса сжатия, идентичная морфологии т.н. «ороклинов», происхождение которых чаще всего связывают с давлением жестких блоков (инденторов), изгибанием пластичных толщ в его фронтальной части [3]. В нашем случае «индентор» представляет собой не жесткую массу, а пластичный тектонический поток, «вытекающий» из Южно-Охотского рифта. Кроме формирования чешуйчато-надвигового дугообразного ороклина в тектоническое течение были вовлечены линейные меридиональные сдвиги о. Сахалин и изначально идентичного меридионального простирания сдвиги Восточно-Японской сдвиговой зоны (рис. 1). В результате сдвиги изогнулись конформно дугообразной морфологии ороклина и в целом достаточно отчетливо отражают инфраструктуру протяженного на 800 км плито-потока Хоккайдо-Акаиши (рис. 1). Фронтальным завершением плито-потока на юго-западе выступает пояс сжатия Акаиши (горы Акаиши), тектонический линеамент которого Итоигава-Шизуока (рис. 1, 2), рассматривается как выход на дневную поверхность (листрический взброс) нижнего уровня срыва плито-потока, перекрывшего меридиональные левые сдвиги (ATL, STL и др., см. рис. 2), участвовавшие в раскрытии Центрально-Японского рифта. Установленные на этом участке структурно-возрастные взаимоотношения дискордантных по направлению смещений плито-потоков позволяют вы-

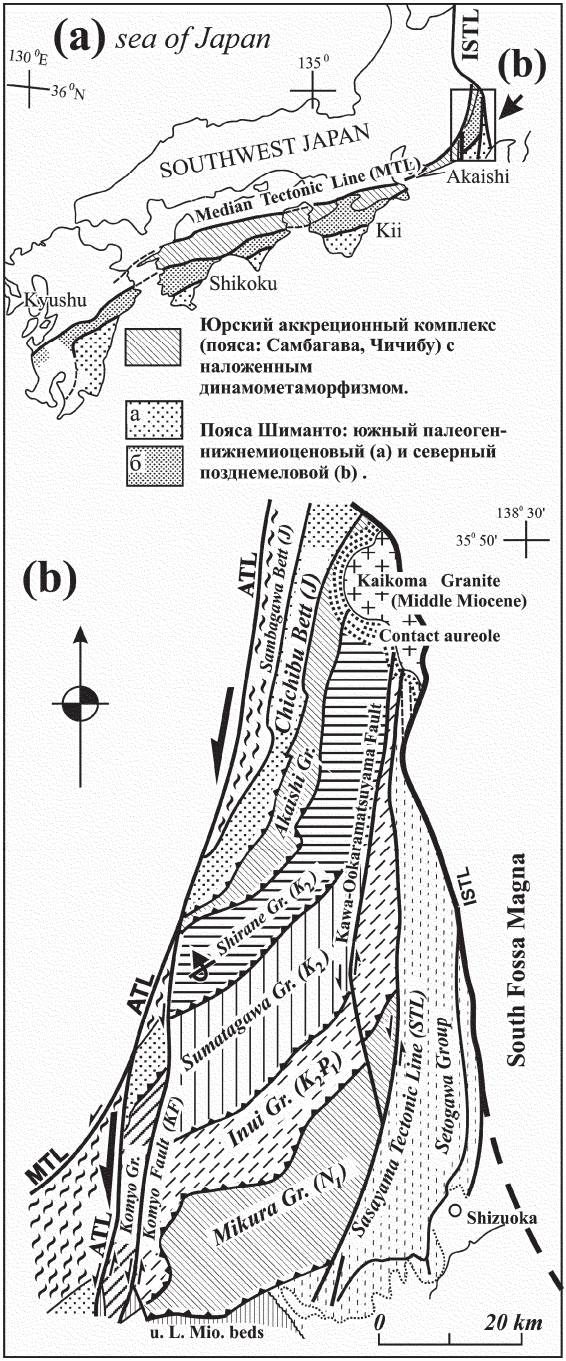


Рис. 2. Обзорные карты, показывающие (a) пояс Шиманто и (b) его тектоностратиграфические подразделения в горах Акаиши (по [7]). Все группы, обозначенные курсивом на рис (b), принадлежат тектоностратиграфическим подразделениям пояса Шиманто. Пояса Самгабава и Чичибу – фрагменты одноименных метаморфических поясов, развитых между Срединной тектонической линией (MTL) и поясом Шиманто и растащенных сдвигами Акаиши (ATL), Сасауама (STL) и другими (см. карту); u.L.Mio – верхняя часть нижнего миоцена

сказать представление о последовательно-волновом характере тектонических течений коровых масс. Направления плито-потоков континентальной коры не совпадают с ЗСЗ субдукцией океанических плит, что указывает на эти явления как независимые от геодинамики океанических плит и, по-видимому, обусловленные ротационной геодинамикой вращающейся Земли.

Литература

1. *Арган Э.* Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.

2. *Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальное перемещение по разломам и некоторые методы изучения / Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука. 1963. С. 5–34. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

3. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Отв. Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.

4. *Уткин В.П.* Структурообразующее течение коровых масс (на примере формирования Японского и Охотского морей) // ДАН. 2017. Т. 472. № 55. С. 566–571.

5. *Carey S.W.* The Rheid concept in geotectonics // Bul. Geol. Soc. Austral. 1954. V. 1. P. 67–117.

6. *Otsuki K.* Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. N. 1. P. 51–63.

7. *Tanabe H., Kano K.* Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56–68.

П.А. Фокин, А.М. Никишин, В.О. Япаскурт [1]

Обстановки формирования средне-верхнекембрийских метатерригенных толщ о. Большевик (Арх. Северная Земля) и о. Тройной (арх. Известий ЦИК)

До настоящего времени вопросы геологического развития Северо-Карского блока являются темой научной полемики. Существует, по меньшей мере, три основные гипотезы его образования и взаимодейст-

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fokin@geol.msu.ru, amnnikishin@gmail.com, yvo72@geol.msu.ru

вия с соседними регионами Печоро-Баренцевоморской области, Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Для восстановления палеогеографических и геодинамических обстановок среднего–верхнего кембрия для южных частей Северо-Карского блока нами использовались материалы исследований, проводившихся с нашим участием под эгидой НК ПАО «Роснефть». В ходе работ отбор образцов был произведен из пород сложнинской толщи на полуострове Олений (о. Большевик, архипелаг Северная Земля) и из метапесчаников пестроцветной толщи юго-восточной части острова Тройной (архипелаг Известий ЦИК). Исследования пород проводились с привлечением ряда методов. Петрографическое изучение метапесчаников в шлифах и аншлифах проводилось для грануло- и морфометрической характеристики пород и их генетической интерпретации; петрографический состав пород изучался для восстановления типа и основных черт строения области сноса. Рентгеноспектральным методом изучался состав химически стойких акцессорных обломочных минералов, из которых наиболее информативными оказались хромшпинелиды. Возрастные спектры обломочных цирконов пород этих точек [1], дали информацию о возрасте пород и о возрасте и природе области сноса.

По составу метапесчаники обоих районов относятся к группе лититовых вакк, с аналогичными наборами обломков пород в лититовой компоненте. В ее составе наиболее многочисленны параметаморфические породы низкой и умеренной степеней метаморфизма (в среднем 44–47%), прочие – вулканиты, обычно среднего и основного составов (2.1–10.7%), тонкокристаллические плутонические (около 2%) и осадочные породы (2–3%), – в резко подчиненном количестве. На диаграмме Дикинсона [3] точки составов песчаников образуют общее облако на границе полей TR (ороген переходного типа) и QR (ороген, сложенный в основном кварцевыми породами) (рис. 1).

Степень окатанности зерен в песчаниках с о. Тройной (2.7) немного выше, чем с о. Большевик (2.3–2.5), а особенности сортировки [2] предполагают для пород с о. Большевик перенос обломков турбидитными потоками преимущественно по дну и более богатый спектр процессов осадконакопления – для пород с о. Тройной.

Составы хромшпинелидов для обоих районов так же очень близки (рис. 2). На генетической диаграмме TiO_2/Al_2O_3 [5] точки составов образуют общую группу в поле гипербазитов задуговых офиолитов, а больше половины точек попадают в область пересечения этого поля с полем островодужных базальтоидов. Так как в составе песчаников имеются обломки базальтоидов, можно допустить происхождение хромшпинелей из двух источников, в основном – из островодужных комплексов и отчасти – из гипербазитов задуговых офиолитов.

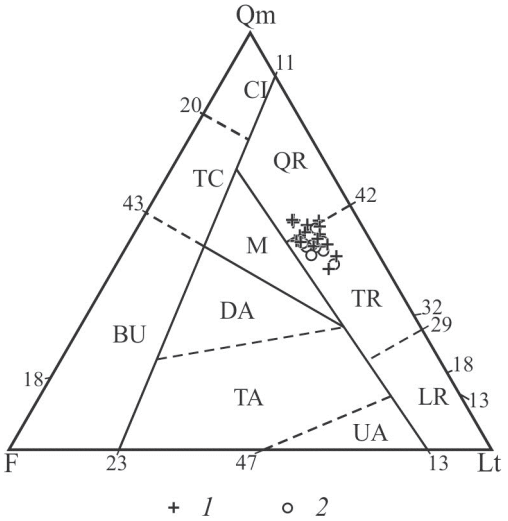


Рис. 1. Дискриминантная диаграмма QmFLt (по [3]) с составами песчаников с о. Большевик (1) и с о. Тройной (2).
Области – источники песчаного материала: платформенные: BU – выступы фундамента, CI – внутриплитные, TC – переходные платформенные; складчатые области с породами состава: QR – кварцевого, LR – пестрого, TR – орогены переходного типа; вулканические дуги: DA – эродированные, UA – неэродированные, TA – переходные; M –смешанные области сноса

По результатам проделанной работы и с учетом близкого сходства возрастных спектров обломочных цирконов [1], можно сделать следующие выводы.

1. Изученные породы с обоих островов аналогичны по петрографическому составу и спектрам возрастов обломочных цирконов. В анализированных образцах около 6 % цирконов имеют кембрийский возраст (495–540 млн лет), что предполагает близкий, если не аналогичный возраст отложений, средне- или позднекембрийский.

2. Магматические породы, представленные зернами в песчаниках обоих районов, частично происходят из островодужных комплексов, как и часть обломочных хромшпинелидов. Прочие хромшпинелиды перемыты из пород задуговых офиолитовых комплексов.

3. Судя по сходству песчаников, источником сноса для обоих районов являлась единая складчатая область. В ее строении преобладали метаосадочные позднедокембрийско-среднекембрийские комплексы, присутствовали магматические образования островных дуг и задуговых офиолитов. Область сноса была сегментом тиманид Тимано-Североземельского складчатого пояса на аккреционной стадии развития. К кон-

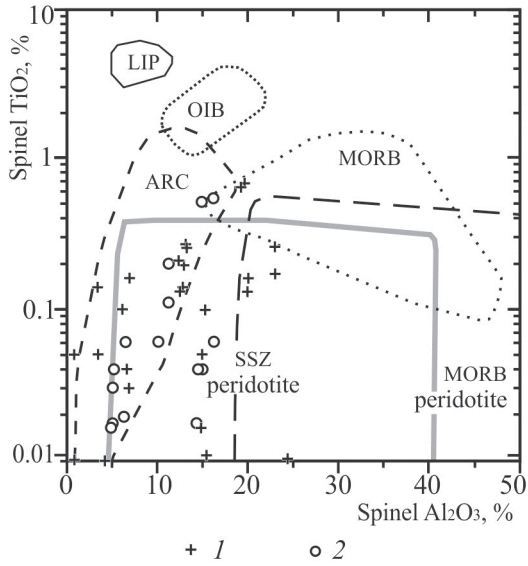


Рис. 2. Дискриминантная диаграмма отношений TiO2 и Al2O3 составов обломочных хромшпинелидов (по [5]) песчаников с о. Большевик (1) и о. Тройной (2).

Поля составов (обозначены линиями): хромшпинелидов– базальтоидов (ARC – островодужных, LIP – крупных вулканических магматических провинций, MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов), перидотитов (MORB peridotite – срединно-океанических хребтов, SSZ peridotite – засубдукционных зон спрединга).

1, 2 – образцы, отобранные на островах: *1* – о. Большевик; *2* – о. Тройной

цу кембрия данные осадочные комплексы были дислоцированы, метаморфизованы и тоже вошли в строение Тимано-Североземельского складчатого пояса.

4. Окраска, морфо- и гранулометрия пород о. Большевик соответствуют их накоплению в умеренно глубоком бассейне, при участии турбидитных потоков; для пород с о. Тройной вероятнее мелководно- и прибрежно-морские условия накопления, при сопоставимой, сравнительно небольшой, дальности переноса.

5. Наличие в строении орогена островодужных и задуговых магматических комплексов, преобладание в осадочных толщах поздней стадии его становления средне-позднекембрийских цирконов [1] говорит о преобладании в строении тиманид Северотаймырско–Североземельского сегмента Тимано-Североземельского орогена новообразованной континентальной коры.

К концу кембрия этот ороген представлял собой огромный складчатый пояс, протянувшийся от северо-восточной окраины Тимана до Северо-Карского региона и возможно – далее, до островов Де Лонга [4].

Работа выполнена в сотрудничестве и с использованием материалов НК ПАО «Роснефть» и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №№ 18-05-70011 и 18-05-00495.

Литература

1. *Никишин В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Голованов Д.Ю., Проскурнин В.Ф., Соловьев А.В., Кулемин Р.Ф., Моргунова Е.С., Ульянов Г.В., Фокин П.А.* О выделении кембрийского Тимано-Североземельского орогена и периодизации геологической истории // ДАН. 2017. Т. 473. № 5. С. 585–589.

2. *Фокин П.А., Япаскурт В.О., Никишин А.М.* Обстановки формирования средне-верхнекембрийских отложений о. Большевик и о. Тройной (Российская Арктика) по результатам изучения обломочных пород метатерригенных комплексов // Геотектоника. 2019. № 6. С. 1–13 *(в печати)*

3. *Dickinson W.R., Bead L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T.* Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Am. Bull. 1983. V. 94. P. 222–235.

4. *Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomson T.B.* The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Research. 2015. N. 35. P. 305–322.

5. *Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. N. 4. P. 655–671.

6. *Passega R., Byramjee R.* Grain-size image of clastic deposits // Sedimentology. 1969. V. 13. P. 233–252.

С.И. Фрейман[1, 2], А.М. Никишин[2]

Методика определения средней ориентировки нарушений по 2D сейсмическим данным и интерпретация тектонических обстановок на примере шельфа Восточной Арктики

Одним из основных инструментов изучения и восстановления тектонической эволюции территории является структурно-морфологический анализ деформаций [1]. При проведении полевых работ непосредственный замер ориентировок трещиноватости позволяет выйти на характер деформаций во время её формировании. Сейсмические данные 3D или густая сеть профилей 2D также позволяют прокоррелировать основные разломы и определить тектонические обстановки, в которых они формировались. Но даже при наличии густой сети профилей иногда происходит ошибочная интерпретации малоамплитудных разломов [3]. Редкая сеть сейсмических профилей, на первый взгляд, совершенно не позволяет определить истинные элементы залегания разрывов, так как реальная ориентировка профиля относительно плоскости простирания каждого наблюдаемого разрыва неизвестна.

Для поиска метода определения истинного залегания разломов по косым сечениям нами были проанализированы большие выборки разломов, прослеженных по сейсмическим данным 3D и изучены основные закономерности отображения разломов на сейсмических данных в косых сечения. Вторым этапом генерировалось множество модельных выборок с разным количеством систем разрывных нарушений (от 1 до 4) и различными элементами залегания.

Исходя из анализа данных 3D можно уверенно говорить, что на сейсмических профилях 2D практически не интерпретируемы разломы с видимыми углами падения менее 25°. Также субвертикальные разломы не выделяются на профилях, ориентированных близко к плоскости простирания разлома (при разнице азимута простирания и азимута ориентировки профиля менее 15°).

В результате анализа был также сделан вывод, что при достаточной величине выборки и условии единых тектонических обстановок формирования разломов (одной генерации разломов) возможно применение статистического подхода к интерпретации средних ориентировок разрывных нарушений для последующей реконструкции поля напряжения.

Для определения истинных элементов залегания разломов в косых сечениях были сгенерированы модельные выборки разрывов различной

[1] Геолого-геофизическая служба ГИН РАН, Москва, Россия; freimansgy@gmail.com
[2] Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

ориентировки. Модельные данные демонстрируют, что в достаточно широком ряде случаев возможно уверенное выделение до трех систем нарушений разной ориентировки.

Метод предполагает корреляцию видимых нарушений одной генерации на всех имеющихся сейсмических профилях внутри одной геотектонической зоны. Далее разломы группируются по азимутам простирания сейсмических профилей и строятся гистограммы распределения видимых углов падения разломов в этих сечениях. Для увеличения выборки углы падения в каждом сечении берутся по модулю. Полученная картина может быть проинтерпретирована на основе понимания как статистически распределяются видимые углы падения нарушений в разных косых сечениях (рис. 1).

При наличии всего одной системы нарушений картина достаточно простая и истинный средний азимут падения может быть определен как соответствующий косому сечению, в котором средний угол падения максимальный. И, соответственно, истинный средний угол падения – это средний угол на этом косом сечении (рис. 1а). В случае двух и более систем нарушений происходит наложение одной системы на другую в некоторых косых сечениях. Однако установление истинных элементов залегания двух систем все равно остается возможным (рис. 1б).

Данная методика была применена нами к многочисленным малоамплитудным сбросам внутри чехла Восточно-Сибирского и Северо-Чукотского осадочных бассейнов Восточной Арктики. Данные нарушения развиты ниже горизонта с условным возрастом 34 млн лет и большая их часть исчезает выше горизонта с возрастом 45 млн лет [2]. Разломы равномерно распределены на профилях одной ориентировки и имеют единую геотектоническую область распространения (чехол осадочного бассейна на пологом фундаменте без выраженных поднятий). Все это говорит о единой обстановке их формирования. Были проинтерпретированы 1085 разломов на 27 сейсмических профилях по 9 различным азимутам простирания профилей (рис. 2а).

На графике распределения углов падения в косых сечениях хорошо выделяется система нарушений с АзПр 351° (АзПд 80°) и средним углом 48° (рис. 2б). Также неявно может быть интерпретирована косоориентированная по отношению к ним система субвертикальных сдвиго(?)-сбросов с АзПр лежащим между 40–110° (углы косых сечений, где субвертикальные нарушения не наблюдаются, а, следовательно, близкие к АзПр) (рис. 2б). Полученные ориентировки хорошо согласуются с основными рифтоподобными структурами этого возраста, корреляция которых между профилями более однозначна.

На основе вычисленных ориентировок может быть проинтерпретирован этап растяжения изученных бассейнов в субмеридиональном на-

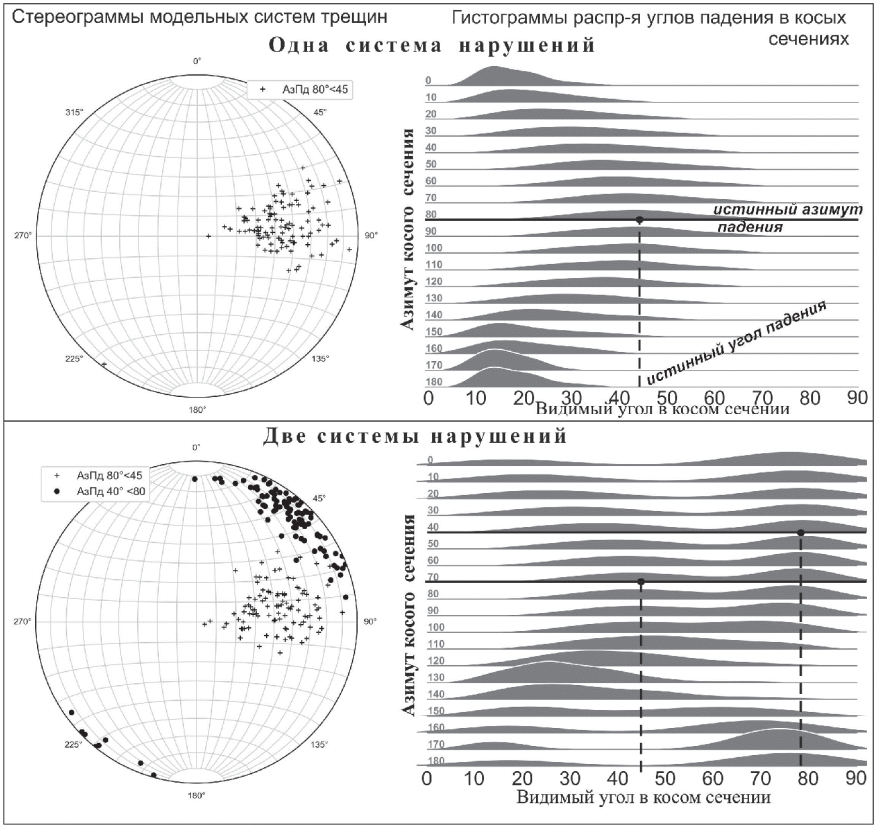


Рис. 1. Стереограммы модельных систем нарушений и гистограммы видимых углов падения на косых сечения различных ориентировок.

а – модель с одной системой нарушений со средним АзПд 80° ∠45° (стандартное отклонение среднего 10°). На гистограммах видимых углов в косых сечениях явно интерпретируются истинные элементы залегания модельной системы; **б –** модель с двумя системами нарушений *1* – АзПд 80°∠ 45, *2* – АзПд 40°∠80°. На гистограммах на большей части косых сечений видны два пика соответствующие первой и второй системе

правлении который и повлек формирование разломов (рис. 2а). Возможное существование сдвигов субширотного простирания может указывать на наличие сдвиговой компоненты и тогда обстановки будут интерпретироваться как транстенсионные, что дополнительно подтверждается равномерным распределением разломов внутри изученных бассейнов, но однозначно данный вопрос может быть решен только при наличии более густой и регулярной сети сейсмических данных. Работа

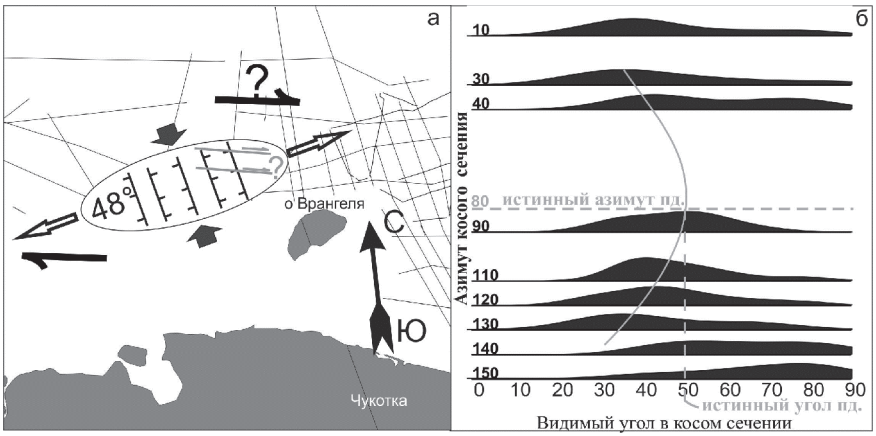


Рис. 2. а – расположение изученных профилей по арктическому шельфу восточной Сибири и реконструированный эллипсоид деформаций для среднего эоцена; **б –** распределение замеренных углов падения разломов по серии профилей. Отчетливо выделяется система нарушений, имеющая истинный азимут падения 80° и угол 48°. Предполагается также система субвертикальных нарушений с АзПр. между 40° и 110°

выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00133, 18-05-00495 и 18-05-70011).

Литература

1. *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

2. *Никишин А.М. и др*. Рифтовые системы шельфа Российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // Геодинамика и тектонофизика. 2017. № 1 (8). С. 11–43.

3. *Тимурзиев А.И., Гогоненков Г.Н.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: от нефтегазогеологического районирования недр до технологии поисков и разведки глубокозалегающих месторождений углеводородов // Научно-технический сборник вести газовой науки. 2012. № 9 (1). С. 68–85.

В.Ю. Фридовский[1], М.В. Кудрин, К.Ю. Яковлева

Тектонические деформации пород в зоне Чаркы-Индигирского надвига (Верхояно-Колымская складчатая область, Северо-Восток России)

Изучены тектонические деформации пород в низовьях р. Бурганджа (бассейн р. Адыча). Основной тектонический стиль строения территории определяется продольными СЗ складчато-разрывными структурами, поперечными СВ разломами, а также региональным Чаркы-Индигирским надвигом (ЧИН) (рисунок). ЧИН имеет протяженность около 400 км, амплитуда перемещения по надвигу оценивается до первых десятков км [3]. В лежачем крыле надвига вскрываются преимущественно верхнетриасовые терригенные отложениями Кулар-Нерского сланцевого пояса внешнего шельфа пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, в висячем – среднеюрские песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов Иньяли-Дебинского синклинория. ЧИН проявлен зоной интенсивного смятия и дробления пород, тектоническим меланжем. В висячем крыле надвига развиты линейные изоклинальные и сжатые асимметричные складки СЗ простирания с пологими шарнирами (рисунок). Вдоль контактов пород разной компетентности проявлены многочисленные срывы субсогласные ЧИН. Срывы разделяют тектонические чешуи различного строения. По срывам устанавливаются ранние надвиговые и поздние преимущественно сдвиговые движения. По руч. Шумный триасовые толщи лежачего крыла надвига представлены ожелезненными, пиритизированными линзовидно-чешуйчатыми, комковатыми меланжированными терригенными породами юго-западной вергентности с падением 40–80. Видимая мощность меланжа составляет около 500 м.

С зоной Чаркы-Индигирского надвига ассоциирует обильная пиритизация пород. Мощность зоны сульфидизации от нескольких десятков до первых сотен метров. Содержание сульфидов обычно не превышает 1%, на отдельных локальных участках увеличивается до 10%. Вкрапленная сульфидная минерализация, нередко с тонкодисперсным золотом, в терригенных углеродосодержащих толщах широко распространена во многих металлогенических провинциях мира и тесно связана с зонами региональных разломов, приобретая в отдельных обстановках черты продуктивной золотоносности.

[1] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия; fridovsky@diamond.ysn.ru, 710933@list.ru, kudrinmv@mail.ru, kyunnay94@mail.ru

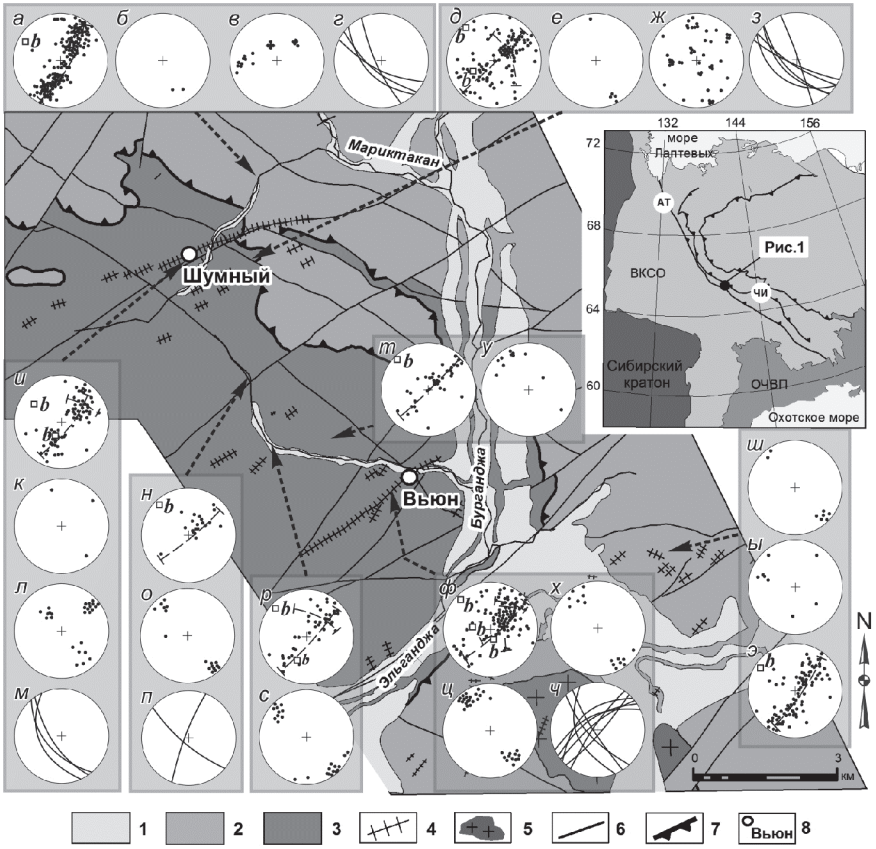


Рис. 1. Схема геологического строения и деформационные структуры в низовьях р. Бурганджа.

1–3 – отложения: *1* – аллювиальные, делювиально-солифлюкционные и ледниковые четвертичные; *2* – среднеюрские песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, *3* – верхнетриасовые пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов; *4* – позднеюрские–раннемеловые дайки андезибазальтов, андезитов, диоритов, дацитов, граниодиорит-порфиров, диоритовых, андезитовых и диабазовых порфиритов; *5* – Букесченский гранитоидный массив; *6* – разломы; *7* – Чаркы-Индигирский надвиг; *8* – золоторудные месторождение и рудопроявление. Стереограммы разрывных нарушений (г, з, м, п, ч), полюсов – слоистости (а, д, и, н, р, т, ф, э), даек (б, е, к, у, ц, ы), кварцевых жил и прожилков (в, ж, л, о, с, х, ш). Построения выполнены на верхней полусфере сетки Вульфа. На стереограммах: пунктирная линия – пояс полюсов слоистости; квадратики– расчетное положение шарниров складок (b), сплошные линии – проекции разрывных нарушений.

На врезке показано местоположение района работ. ВКСО – Верхояно-Колымская складчатая область, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс, Разломы: АТР – Адыча-Тарынский; ЧИ – Чаркы-Индигирский

Крутопадающие разрывные нарушения СЗ простирания выражены зонами дробления и приразломного смятия пород мощностью до первых десятков метров (рисунок, г, з, м, ч). По разломам устанавливаются разнонаправленные вертикальные и горизонтальные движения. Широко проявлены разломы Букесчен-Эльгенджинской системы СВ простирания поперечные к основным СЗ структурам (рисунок, п, ч). В разломах обоих систем локализуется прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация. Важной особенностью поперечных разломов является приуроченность к ним даек Нитканского пояса. Пояс имеет ширину до 10–15 км и прослеживается на расстояние 30–40 км. Дайки сложены позднеюрскими–раннемеловыми гранодиорит-порфирами, дацитами, диорит-порфиритами, андезитами и андезибазальтами. Установленная протяженность даек до нескольких км, мощность до 30–40 м. Свиты даек, позднеюрские–раннемеловые массивы гранитоидов (Нитканский и Букесченский) образуют ряды северо-восточного простирания сходные с поперечными магматическими рядами (Дербеке-Нельгесинский, Тирехтяхский и др.), расположенными юго-западнее Колымской структурной петли. СВ ориентировка даек преобладает в обоих крыльях ЧИН (рисунок, б, е, к, ц), реже отмечаются дайки ЗВ и СЗ ориентировки (рисунок, ы).

Дайки беретизированы и превращены в кварц-серицит-хлорит-карбонатный агрегат с вкрапленностью сульфидов. К дайкам приурочена золото-кварцевая жильная и золото-сульфидная вкрапленная минерализация (месторождение Вьюн, рудопроявление Шумный и другие). Минерализация сходна с золотоносными дайками, детально изученными в Верхне-Колымском районе (месторождения Утинское, Среднеканское, Березитовое и др.) [1]. Структурно-статистический анализ элементов залегания кварцевых жил и прожилков показал, что их ориентировка различна в крыльях ЧИН. В лежачем крыле преобладает СВ и СЗ ориентировки кварцевых жил и прожилков (рисунок , л, о, с, у, х), в висячем крыле (рисунок, в) и, особенно, в осевой части смесителя (рисунок, ж) проявлено несколько систем жил, что может указывать на проявление полихронных гидротермальных событий.

Установлено несколько генераций складок (рисунок). Наиболее широко распространены ранние складки взбросо-надвигового парагенезиса (рисунок, а, и, н, т, э). Антиклинальные складки асимметричные с длинными северо-восточными и короткими юго-западными крыльями, что связано с ЮЗ направлением транспорта пород при J_3–K_1 аккреционно-коллизионных событиях. Встречаются открытые нормальные, шевронные с острым замком и опрокинутые на юго-запад складки. Простирание складок северо-западное, шарниры b пологие 4-14. Ширина от первых метров до 100–150 метров. Такие складки наблюдаются в

обоих крыльях ЧИН. Фрагментарно картируются опрокинутые складки СЗ простирания с наклонными осевыми поверхностями (296/40) и крыльями, падающими на С (350/50) и ЮЗ (235/60). Не удалось установить несколько генераций ранних взбросо-надвиговых складок, известных в Ольчанской зоне Верхне-Индигирского района [2, 4, 5]. Складчатые деформации сопровождаются кливажем. Он селективный, межслоевой развивается по алевролитам и затухает в песчаниках. Кливаж плитчатый (толщина литонов до 2–3 см) и листоватый (толщина литонов до первых мм), имеет выдержанное СВ, ССЗ простирание в обоих крыльях ЧИН.

Наложенные складки характеризуются крутыми углами погружения шарниров к СВ, В и ЮВ (рисунок, д, р, ф). Так, в северо-западном крыле дайки месторождения Вьюн породы смяты в широтную антиклинальную складку. СВ крыло складки падает по азимуту 42, угол 66, ЮЗ – 120 и 43 соответственно. Шарнир погружается к ЮВ (b – 108/44). Такие деформации формировались при взбросо-левосдвиговых перемещениях по структурам северо-восточного простирания, в то время как по разломам СЗ простирания происходили взбросо-правосдвиговые движения.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-45-140040 р_а).

Литература

1. *Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В.* Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 4. С. 311–337.

2. *Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И.* Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 16–21.

3. *Тектоника,* геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

4. *Fridovsky V.Y.* Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geology Reviews. 2018. V.103. P. 38–55.

5. *Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V., Polufuntikova L.I.* Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. V. 8. №7. P. 270.

А.О. Хотылев[1], А.А. Майоров, А.В. Тевелев

Гранитные массивы доюрского комплекса Красноленинского свода (Западная Сибирь): особенности строения и потенциальная нефтеносность

Введение. В доюрском фундаменте (далее – фундамент или ДЮК) южной части Красноленинского свода (западная часть ХМАО) известно два крупных и серия более мелких интрузивных массивов гранодиоритового состава. Один из них расположен между Каменным, Лорбинским, Айторским и Сеульским поднятиями и является объектом обсуждения данной работы. Интерес к гранитоидным массивам связан с тем, что нередко из них получаются промышленные притоки нефти, причем не всегда очевидно, с чем именно они связаны. Задачами работы являлось установление формы массива и выявление основных закономерностей нефтеносности пород массива. Принципиальным отличием данной задачи от привычных задач наземного картирования и изучения интрузивных тел является то, что здесь изучается объект, перекрытый сверху еще 2.5 км мезо-кайнозойского осадочного чехла.

Форма интрузивного массива устанавливалась по комплексу данных, так как бурением массив вскрыт весьма фрагментарно и неравномерно. Вмещающими породами являются кварцито-сланцы и кварциты с севера и запада, и глинистые, серицит-глинистые сланцы с восточной и южной сторон массива. Внешний контур массива был условно проведен по данным бурения, и совпадает с положительной аномалией в картине магнитного поля, что нами связывается с развитием зон ороговикования над кровлей массива. В гравитационном поле массиву также отвечает округлая отрицательная аномалия. Таким образом, было предположено, что на поверхности фундамента массив представляет округлое тело размером 19 × 21 км. При этом было отмечено, что контуры и магнитной и гравитационной аномалий протягиваются на восток, где бурением в фундаменте вскрываются уже вмещающие породы, что заставляет подозревать погружение массива на восток с глубиной. Если обратиться к обзорным картам, то обнаруживается, что к востоку от Каменного поднятия известны выходы нескольких интрузивных тел тоже кислого состава, которые на глубине вполне могут объединяться в единое тело. Предположение о падении интрузивного тела на восток подтверждается еще и вещественным составом пород: здесь в нижней

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhotylev@gmail.com, alex.yora@gmail.com, atevelev@yandex.ru

части разреза фундамента, вскрытого скважиной, обнаруживаются двуслюдяные лепидобластовые сланцы с крупными идиоморфными кристаллами андалузита, который в такой своей форме характерен для зон ороговикования.

На сейсмическом профиле (рис. 1) от Лорбинского (слева) до Каменного (справа) поднятий так же читается область практически без отражателей, погружающаяся на восток, которая нами интерпретируется как погружающийся на восток гранодиоритовый массив, в центральной части он подтвержден данными бурения. Таким образом, по комплексу геологических и геофизических данных предположено, что массив представляет собой крупный гарполит, погружающийся на восток, и, возможно, сливающийся с другими интрузивными телами на глубине.

Массив сложен гранодиоритами, в приконтактовых зонах – почти граносиенитами, средне-мелкокристаллическими слабо-порфировидными массивными и однородными. По составу породы отличаются некоторой натриевой спецификой, несколько повышенными содержаниями оксида титана. Вторичные преобразования гранитоидов выразились в тектонизации, катаклазе пород, формировании флюидальных текстур, деформации зерен, а западнее в пределах Пальяновской площади – в замещении биотита и плагиоклаза амфибол-скаполитовой ассоциацией [2]. Возраст массива установлен изотопными методами – **297.9±3.8** млн лет (U-Pb) и **291.8±2.1** млн лет (Rb-Sr) [1], также известны данные, что U-Pb методом по цирконам был получен возраст **289** млн лет и **282.0±1.6** млн лет. Все датировки попадают в достаточно узкий временной интервал 282–298 млн лет, что отвечает границе карбон–пермь и началу ассельского века ранней перми. Возраст позднейших преобразований (пропилитизации гранитоидов) предполагается на основании K-Ar датирования – 253±10, 238±7, 236±7 млн лет [1], что отвечает раннему триасу и с большой вероятностью связано с формированием траповой провинции в Восточной Сибири.

Нефтеносность массива. Притоки нефти из гранодиоритов фиксируются крайне неравномерно и на первый взгляд незакономерно. Они приурочены к приконтактовым частям массива, при этом в ряде случаев они фиксируются не верхних частях разреза доюрского комплекса, а значительно ниже его кровли. Нами было предположено, что проницаемость в гранитном массиве могла возникнуть в результате трех совершенно не связанных между собой процессов: протектоники твердой фазы, развития коры выветривания и более позднего тектонического воздействия, при этом только часть из этих процессов мы может реально зафиксировать в керне.

Прототектоника твердой фазы представляет собой формирование закономерной системы трещин за счет уменьшения объема застывающего

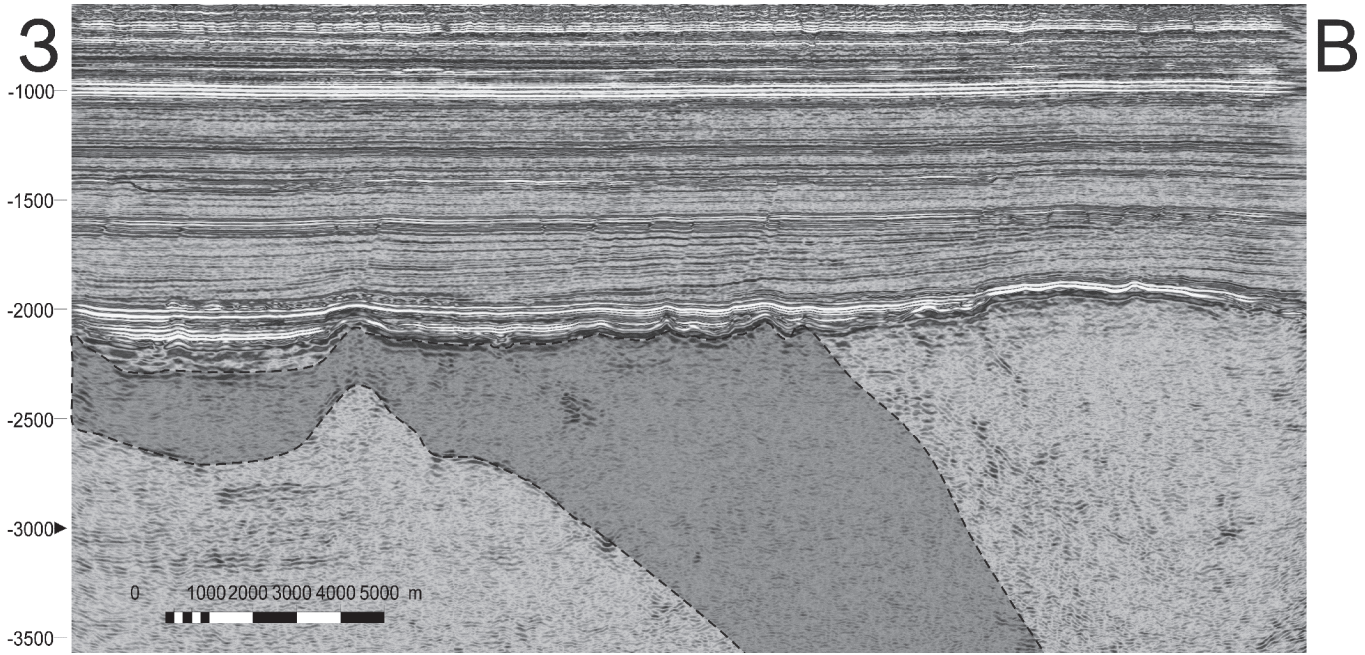


Рис. 1. Фрагмент временного сеймического профиля от Лорбинского (на западе) до Каменного (на востоке) поднятия; по вертикальной шкале – секунды, темно-серый контур – предполагаемый гранитный массив

массива. Возникающие при этом трещины образуют три отчетливые системы, перпендикулярные друг другу, распространенные в прикровельной части массива и вдоль остальных контактов. Наличие этой системы вполне объясняет присутствие признаков нефти в приконтактовых зонах, так как трещины являются каналами поставки ОВ из вмещающих образований, но при этом, в силу своего генезиса они являются протяженными, отчетливыми плоскостными трещинами и не создают рассеянной трещинной пористости, т.е. коллектора не возникает. Прототектонические трещины не фиксируются и в керне, так как по ним керн фрагментируется и отличить их от трещин механического разрушения керна не представляется возможным.

Развитие коры выветривания приводит к существенному развитию комплекса вторичных минералов по гранитам – кальцита, глинистых, слюдистых, локально сидерита, и к появлению рассеянной трещиноватости. Судя по тому, что самые верхние интервалы коры выветривания полностью разрушаются даже при бурении с отбором керна и не выносятся на поверхность в целом виде, они представляют собой весьма непрочные, интенсивно трещиноватые разности, которые вполне могут являться коллекторами. В нижних частях коры выветривания породы отличаются коричневатым, бурым цветом, отчетливой пятнистой окраской за счет развития коричневато-бежевого агрегата вторичных глинисто-карбонатных минералов по полевым шпатам. Микротрещины в основном приурочены к границам кристаллов кварца и полевого шпата, но также с удовольствием развиваются и по спайности листочков биотита, и в кристаллах кварца. Трещины неровные, извилистые, часто гнездами, ширина трещин 0.016–0.1 мм, размер гнезд до 0.15, а иногда и до 0.45 мм, количество может достигать 5%. Черное органическое вещество занимает именно эти трещины и отчетливо видно в шлифах.

Коры выветривания в гранитоидах достаточно хорошо фиксируются в изменении фильтрационно-емкостных свойств пород, что наиболее хорошо видно на рисунке 2. Здесь в верхней части разреза коэффициент пористости по воде уверенно держится на уровне 2–5% , что и отвечает интервалу коры выветривания (КВ). По данным ГИС этот же интервал (2280–2300 м) характеризуется более низким удельным электрическим сопротивлением, чем нижележащие породы, что логично связано с насыщенностью минерализованной водой порового пространства выветрелой части разреза. Таким образом, в зонах развития кор выветривания (в прикровельной части массива, где гранодиориты перекрыты уже юрскими и более молодыми образованиями), могут быть области потенциально перспективных коллекторов.

Одновременно с описанными выше двумя процессами, свой отпечаток на гранитоиды накладывает и тектонизация: вдоль контактов с ин-

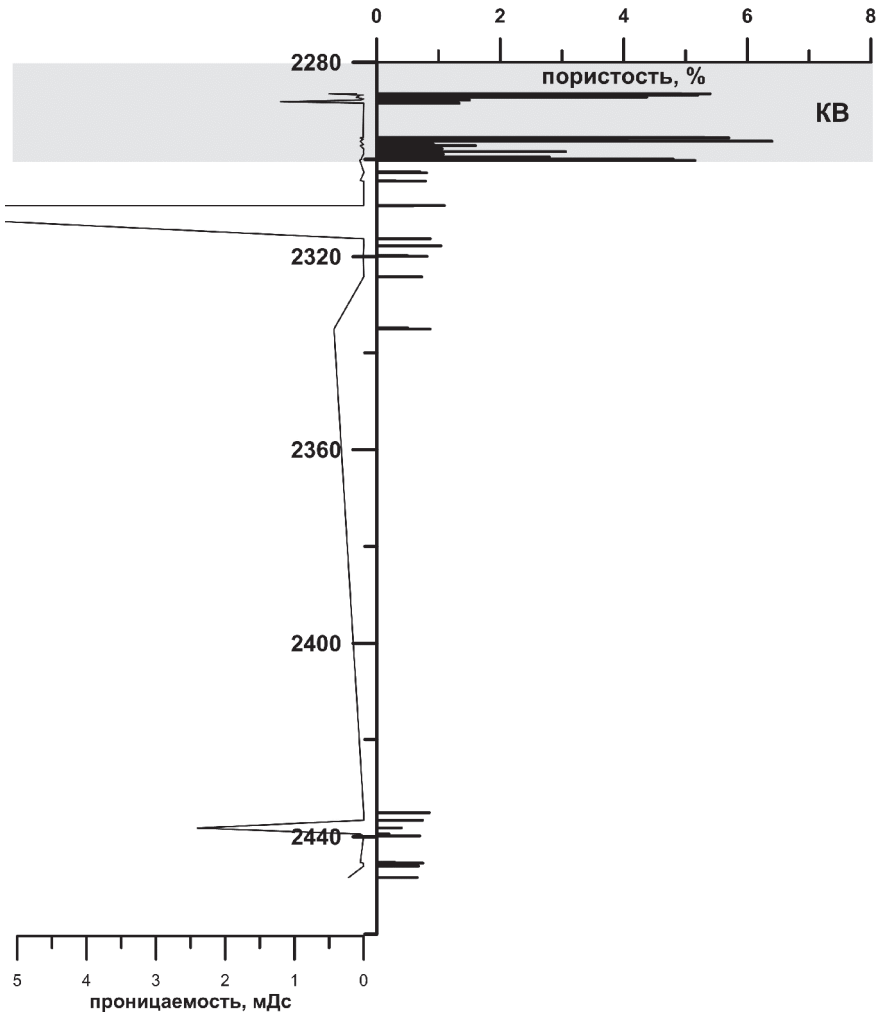


Рис. 2. Распределение пористости (%) и проницаемости (мДарси) по разрезу гранодиоритов Каменного поднятия; по вертикальной шкале указаны глубины в метрах; КВ – кора выветривания

трузивным телом развита серия разрывов, которые приводят к образованию трещиноватости в гранитах. Наличие притоков в гранитах на 50–100 метров ниже кровли фундамента нельзя объяснить иным способом, кроме как наличием трещинных зон, так как развитие коры выветривания на такую мощность крайне сомнительно. Разрывные нарушения

оконтуривают массив двумя системами сдвигов северо-восточного и северо-западного простирания, а также рассекают серией меридиональных разрывов. Здесь стоит отметить, что при условии современного широтного сжатия более перспективными должны быть сдвиговые диагональные системы разломов, так как меридиональные разрывы будут являться кинематически закрытыми (расположенными поперек сжатия).

Таким образом, в пределах интрузивного массива потенциально нефтеносными могут быть приконтактовые зоны, где одновременно развиты коры выветривания и зоны разрывных нарушений и системы прототектонической трещиноватости, что может обеспечить достаточно высокую пористость и проницаемость пород. Но при этом возможно и наличие притоков по линейным зонам разрывов в приконтактовых частях значительно глубже кровли массива.

Литература

1. *Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С.* Возраст и состав гранитоидов из фундамента Красноленинского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Известия УГГУ. 2018. Вып. 2(50). С. 7–14.

2. *Рихтер Я.А.* Гидротермальные процессы в породах фундамента // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Науки о Земле. 2016. Т. 16. Вып. 2. С. 116–126.

С.В. Хромых[1, 2], Д.В. Семенова[1], П.Д. Котлер[1, 2], А.В. Гурова[2], А.А. Перфилова[1, 2]

Вулканические прогибы и мульды Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическое значение вулканизма

Территория Восточного Казахстана является центральной частью Алтайской коллизионной системы герцинид, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и одновременном закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1]. В центральной части этого региона (известна как Чарская зо-

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; serkhrom@mail.ru

[2] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

на), среди позднепалеозойских океанических и островодужных структурно-вещественных комплексов расположены несколько крупных прогибов, заполненных молассовыми отложениями и вулканитами преимущественно базальт-андезитового состава.

Нами были проведены исследования внутреннего строения, состава и возраста вулканических пород в трех крупных прогибах (Даубайский, Сарыжальский, Тюрешокинский) и породы двух экструзивных куполов, слагающих гору Толагай. В наиболее крупном Даубайском прогибе преобладают плагиоклаз-порфировые андезибазальты и андезиты, менее распространены плагиоклаз-порфировые и клинопироксен-порфировые базальты. В Сарыжальском прогибе распространены амфибол-порфировые и плагиоклаз-порфировые андезиты. В Тюрешокинской мульде нижнюю часть разреза слагают афировые базальты, перекрывающиеся плагиоклаз-порфировыми базальтами, которые, в свою очередь перекрываются андезитами. Породы Толагайских куполов представлены амфибол-порфировыми андезитами и дацитами.

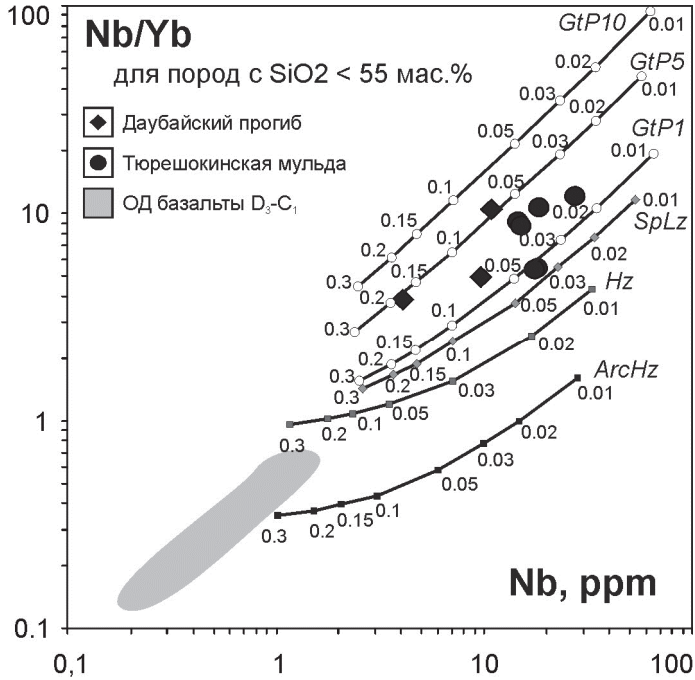
По соотношению кремнезема и щелочей вулканические породы соответствуют субщелочным базальтам, андезибазальтам, субщелочным андезибазальтам, андезитам, трахиандезитам и трахидацитам. Породы Даубайского прогиба соответствуют породам известково-щелочной серии, породы Сарыжальского прогиба и Тюрешокинской мульды – породам высококалиевой известково-щелочной серии, породы Толагайских куполов занимают промежуточное положение. Различия прослеживаются и в содержаниях главных петрогенных компонентов. При сопоставимых содержаниях MgO породы Сарыжальского прогиба и Тюрешокинской мульды характеризуются относительно повышенными содержаниями щелочей, а породы Тюрешокинской мульды также характеризуются относительно повышенными TiO_2, FeO*, P_2O_5. В спектрах РЗЭ всех пород легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми, Eu минимум отсутствует. В породах разных прогибов неодинаково содержание редкоземельных элементов, наименьшее в породах Даубайского прогиба (от 52 до 169 г/т, среднее по 11 ан. 98 г/т), относительно повышенное в породах Толагайских куполов (от 105 до 127 г/т, среднее по 7 ан. 116 г/т) и в породах Сарыжальского прогиба (две группы: 62–82 г/т, 2 анализа; и 120–161 г/т, 3 анализа). Наибольшее количество РЗЭ в базальтах и андезитах Тюрешокинской мульды – от 168 до 399 г/т, среднее по 13 ан. 270 г/т. В мультиэлементных спектрах вулканических пород наблюдаются минимумы в содержаниях Ta и Nb. Для пород Даубайского прогиба и Толагайских куполов характерны максимумы по Sr и Zr. Породы Сарыжальского прогиба и Тюрешокинской мульды имеют более высокие концентрации всех редких элементов, поэтому максиму-

мы по Sr и Zr в их спектрах не выделяются, однако заметен максимум в концентрации Ba.

В целом породы изученных вулканических прогибов имеют повышенные содержания щелочей, фосфора, большинства редких элементов по сравнению с девонскими и раннекаменноугольными островодужными вулканитами Чарской зоны [2]. Для установления геодинамической природы источника магм использованы соотношения индикаторных для базальтоидов элементов: Zr, Ti, Nb, Th, Yb. На диагностических диаграммах Zr–Ti, Nb–Nb/Th, Nb/Yb–Th/Yb составы девон-раннекаменноугольных вулканитов занимают поля островодужных базальтов или вулканических дуг. Породы Даубайского прогиба и Толагайских куполов попадают в поля островодужных базальтов, однако имеют относительно повышенные концентрации Zr и Nb; эта тенденция прослеживается в составе пород Сарыжальского прогиба, тяготеющим к границе полей островодужных базальтов и базальтов океанических островов. Наконец, породы Тюрешокинской мульды по концентрациям индикаторных элементов соответствуют базальтам океанических островов или внутриплитным базальтам.

Сходный минеральный состав, и близость геохимических характеристик базальтов, андезитов и дацитов в исследованных прогибах позволяет уверенно предполагать, что многообразие пород образовано при дифференциации первичных базальтовых магм. Для оценки состава возможного мантийного источника этих магм мы использовали сопоставление составов вулканитов с результатами геохимического моделирования плавления различных мантийных субстратов в Nb–Yb системе [3]. Нанесение составов на диаграмму (рисунок) показывает, что базальтоидные магмы, сформировавшие изученные прогибы, могли быть выплавлены из гранатовых (содержание граната от 1 до 5 %) перидотитов верхней мантии, степень плавления для базальтов Даубайского прогиба могла составлять от 5 до 15 %, а для базальтов Тюрешокинской мульды – от 2 до 4 %. Очевидны различия изученных вулканитов от девон-раннекаменноугольных островодужной природы, геохимический состав которых указывает на происхождение из деплетированного гарцбургита.

Определение возраста пород проводилось U-Pb датированием единичных зерен циркона методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). По цирконам из андезитов Даубайского прогиба определен возраст в 311±2 млн лет (38 эксп. точек). По цирконам из андезитов Толагайского купола определен возраст в 311±5 млн лет (6 эксп. точек). По цирконам из андезитов Сарыжальского прогиба определен возраст в 297±1 млн лет (40 эксп. точек). Из базальтов и андезитов Тюрешокинской мульды не удалось вы-



Составы вулканических пород в сопоставлении с результатами численного моделирования частичного плавления в системе Nb–Nb/Yb [3]. Кривые показывают вычисленные соотношения при плавлении гранатового перидотита с содержанием граната 1%, 5%, 10 % (GtP1, GtP5, GtP10), шпинелевого лерцолита (SpLz), умеренно деплетированного гарцбургита (Hz) и сильно деплетированного островодужного гарцбургита (ArcHz). Цифрами обозначена степень плавления

делить монофракции цирконов, однако датирование цирконов из субвулканического тела гранит-порфиров, прорывающих базальты и андезиты, показало возраст в 291±4 млн лет (7 эксп. точек). Учитывая сходство геологической позиции и вещественного состава, возраст базальтов и андезитов Тюрешокинской мульды может быть оценен аналогично андезитам Сарыжальского прогиба в 296–297 млн лет.

Установленные различия возраста формирования вулканических прогибов свидетельствуют о двух эпизодах вулканизма и эндогенной активности – среднекаменноугольном и раннепермском. В среднем карбоне, помимо вулканитов Даубайского прогиба и Толагайских куполов, были проявлены лампрофировые дайки в Жарма-Саурской зоне (315±2 млн лет) и ультрамафит-мафитовые массивы в Иртышской сдви-

говой зоне (317–313 млн лет). Этот магматизм связывается со сдвиговыми движениями по крупным региональным разломам – Иртышскому, Жарминскому, Чарскому. Геохимические характеристики среднекаменноугольных базитовых магм сходны, что позволяет предполагать аналогичный состав и механизмы плавления мантийных источников. Базитовый магматизм и вулканизм мог быть вызван частичным плавлением вещества верхней мантии при возникновении локальных зон растяжения в результате сдвигов. Эти события можно рассматривать как индикатор начала коллапса коллизионного орогенного сооружения.

Наиболее масштабный магматизм на территории Восточного Казахстана проявился в ранней перми, когда были сформированы многочисленные ультрабазит-базитовые и гранитоидные ассоциации [4]. Базитовые интрузивные комплексы этого этапа характеризуются относительно обогащенным геохимическим составом, включая повышенные концентрации TiO_2, P_2O_5, K_2O, высокозарядных редких элементов, аналогичные вещественные характеристики и у вулканитов Тюрешокинской мульды и Сарыжальского прогиба. Новый эпизод плавления более глубокозалегающих мантийных субстратов мог быть обусловлен и дальнейшей деятельностью сдвиговых деформаций, однако масштабный магматизм, проявившийся на территории в последующие 10–20 млн лет, свидетельствует о появлении дополнительного глубинного теплового источника плюмовой природы. Таким образом, вулканические мульды Восточного Казахстана отражают два эпизода мантийной активности на поздне- и посторогенных стадиях развития Алтайской коллизионной системы.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00825, 20-35-70076).

Литература

1. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.

2. *Safonova I., Komiya T., Romer R.L., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto S., Sun M.* Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. P. 159–179.

3. *Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seltmann R.* Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // International Geology Review. 2014. V. 56. P. 823–844.

4. *Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N.* A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. Is. 1. P. 79–99.

О.Г. Цай[1]

Электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

В работе приводится электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, подготовленная в среде ArcGIS на базе данных электронного каталога разломов [1, 2]. Электронный каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий подготовлен на основе одноименной базы данных [3], реализованной в СУБД ACCESS и включает информацию по 18 признакам разломов, систематизированных в следующие семь категорий: общие характеристики (№, название разлома, синоним, определение, местоположение; морфологические характеристики (протяженность, ширина зоны, глубина проникновения в земную кору, морфологический тип); амплитуда смещения (вертикальная, горизонтальная); элементы залегания (направление/азимут простирания, направление/азимут и угол падения сместителя); возраст (время заложения); сопутствующие явления (связи с магматизмом, оруденением и сейсмичностью); источник информации (автор). В каталоге приводятся сведения о схемах и картах (разломов и линеаментов), изданных и опубликованных в пределах рассматриваемой территории разными научными школами (ГИН, ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ВНИГНИ, ИГиГ и ИС АН РУз, ИМР, ИГИРНИГМ, ГИДРОИНГЕО и др.). Анализ картографического материала показал, что более 20 из них, подготовленных, в основном, по территории Средней Азии (с охватом свыше 250 разломов) связано с исследованиями школы Института геологии и геофизики АН РУз (О.М. Борисов. Схема, 1961/1962; Х.М. Абдуллаев, О.М. Борисов. Схема, 1962/1969; Д.Х. Якубов, О.М. Борисов. Схема, 1962; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, К.Курбаниязов. Схема, 1963; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1965/1967; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема,

[1] Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан; oksana_tsay@list.ru

1966/1969; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1966/1973; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, И.А. Фузайлов. Схема, 1967; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1968/1971; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1968/1976; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов и др. Схема, 1971; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1974/1976; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, К.К. Курбаниязов, И.А. Фузайлов. Схема, 1974/1976; М.А Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1975/1976; О.М. Борисов, А.К. Глух. Схема, 1976; К.К. Курбаниязов, О.М. Борисов, М.А. Ахмеджанов. Схема, 1976; Д.Х. Якубов, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Карта, 1976; Д.Х. Якубов, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов. Схема, 1976; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов и др. Карта, 1977; О.М. Борисов, А.К. Глух. Схема, 1982; О.М. Борисов, А.К. Глух. Схема линеаментов, 1982; О.М. Борисов. Карта разломов, 1982), что нашло отражение в более 20 публикациях (И.Х. Хамрабаев, М.А. Ахмеджанов, И.А. Фузайлов, О.М. Борисов и др., 1963; Х.М. Абдуллаев, О.М. Борисов, 1964; А.А. Борисов, 1965; А.А. Борисов, 1966; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, И.А. Фузайлов, 1967; А.А. Арипов, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, К.К. Курбаниязов, 1969; О.М. Борисов, 1970; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, М.Х. Кадыров и др., 1971; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов и др., 1971; О.М. Борисов, М.М. Мансуров, 1971; О.М. Борисов, Х.Р. Рахматуллаев, 1972; М.А. Ахмеджанов, Р.Н. Абдуллаев, О.М. Борисов и др., 1975; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1975; О.М. Борисов и др., 1975; О.М. Борисов, Р.Н. Ибрагимов, 1975; О.М. Борисов, А.К. Глух, 1976; К.К. Курбаниязов, О.М. Борисов, М.А. Ахмеджанов, 1976; Д.Х. Якубов, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1976; М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1977; О.М. Борисов, 1979; О.М. Борисов и др., 1981; М.А. Ахмеджанов, Р.Б. Баратов, А.Б. Бакиров, О.М. Борисов, 1982; О.М. Борисов, А.К. Глух, 1982; О.М. Борисов и др., 1987). В целом, в результате геолого-геофизических исследований в земной коре на территории Средней Азии по данным Борисова О.М. и др. (1981) выявлено до 1500 разломов, имеющих теоретическое и прикладное значение [4].

Составлению Карты региональных разломов Срединного и Южного Тянь-Шаня (под ред. О.М. Борисова, 1982), подготовленной к изданию специалистами (М.А. Ахмеджанов, Э.Р. Базарбаев, О.М. Борисов, В.И. Кнауф, И.И. Магзумов, О.М. Панасенко, И.А. Фузайлов, Э.С. Чернер, Д.Х. Якубов), предшествовал ряд схем по отдельным территориям: Западного Тянь-Шаня (О.М. Борисов, 1970); Чаткальской подзоны (М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов и др., 1971); Юго-Восточного Приаралья (М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1974), Срединного и Южного Тянь-Шаня (М.А. Ахмеджанов, Р.Н. Абдуллаев, О.М. Борисов и др., 1975; Д.Х. Якубов, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1976; М.А. Ахмеджанов,

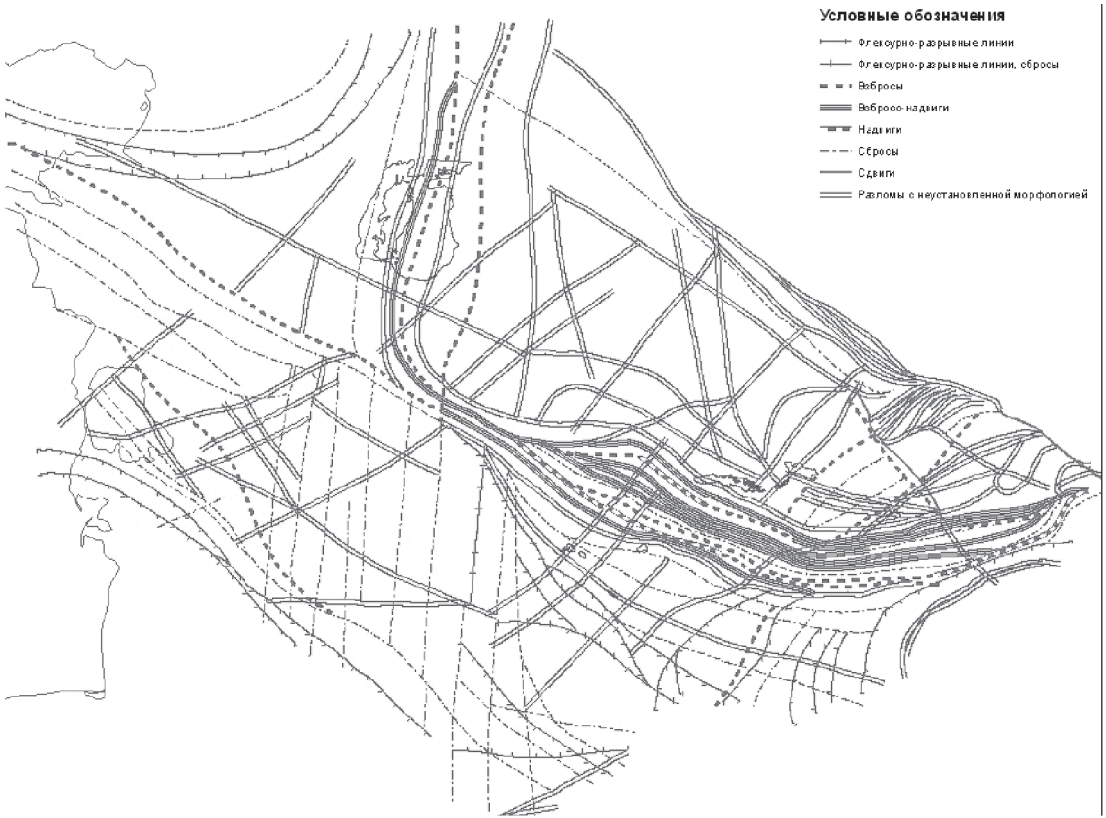


Схема расположения разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

О.М. Борисов, И.А. Фузайлов, Д.Х. Якубов, 1977); юго-западная граница Урало-Монгольского складчатого пояса (М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1975); сочленения герцинских структур Тянь-Шаня, Урала и Донбасса (К.К. Курбаниязов, О.М. Борисов, М.А. Ахмеджанов, 1976). Обоснование выделения разломов на этих схемах выполнялось с применением геолого-геофизических и космогеологических методов исследований. Многие современные тектонические построения базируются на вышеперечисленных картах (М.Ф. Джалилова, Х.А. Абдуллаев, 1984; Д.Х. Якубов, 1991; Р.Н. Ибрагимов и др., 2002; П.П. Нагевич, 2013–2015 и др.).

Вышеизложенное дает основание принять опубликованную схему 1982 г. под редакцией О.М. Борисова за итоговую. На базе данной карты в среде ArcGIS подготовлена электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий 1:500 000 масштаба (рисунок). На предлагаемой карте условными обозначениями приведены осредненные данные по основным признакам разломов (по Каталогу): морфологические характеристики (протяженность, ширина зоны, глубина проникновения в земную кору, морфологический тип); амплитуда смещения (вертикальная, горизонтальная); элементы залегания (направление/азимут простирания, направление/азимут и угол падения сместителя); возраст (время заложения). В ней нашли отражение современные элементы разломной тектоники: сутуры, трансформные и активные разломы.

Таким образом электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, основанная на данных каталога, включающего большой спектр количественных и качественных признаков, позволяет считать ее моделью нового поколения.

Литература

1. *Лордкипанидзе Л.Н., Цай О.Г.* Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий / Гл. ред. Х.А. Акбаров. Академия наук Республики Узбекистан, Ин-т геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Т.: ГП НИИМР, 2016. 114 с.

2. *Цай О.Г.* Электронный каталог Срединного, Южного Тянь Шаня и прилегающих территорий // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 6. С. 3–11.

3. *Цай О.Г., Лордкипанидзе Л.Н.* Свидетельство об официальной регистрации базы данных «Разломы Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий». (BGU 00371). Ташкент: Агентство по интеллектуальной собственности РУз, 2018.

4. *Борисов О.М., Ахмеджанов М.А., Давлятов Ш.Д. и др.* Общие закономерности разломной тектоники Средней Азии, ее влияние на осадконакопление, магматизм и метаморфизм / Мат-лы Среднеазиатского регионального тектонического совещания, г.Фрунзе, 6–8 декабря 1978 г. Фрунзе: Илим, 1981. С. 211–229.

Т.К. Царегородцева[1], Е.Е. Курина

Проблемы границ, происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины

Южно-Каспийская впадина (далее – ЮКВ) является уникальной структурой во многих отношениях и в настоящее время привлекает повышенное внимание. Исключительно богатая нефтегазоносность, большая глубина залегания подошвы осадочного чехла, повсеместное развитие глиняного диапиризма и другие особенности этой впадины заставляют исследователей возвращаться к вопросам о возрасте формирования ЮКВ и местонахождении её границ.

Сейсмостратиграфические комплексы осадочного чехла (от юрско-неокомского до плиоцен-четвертичного), мощностью до 22 км, в структурном отношении образуют три структурных этажа, различающихся характером распределения мощности и внутренней структурой, а также особенностями распространения. Нижний юрско-сеноманский распространен в пределах восточного туркменского блока. Его мощность конседиментационно уменьшается с запада на восток от Западного Копетдага в сторону шельфа Туркмении. Среднемеловой–нижнемиоценовый этаж распространен в Центральной части ЮКВ. Для него характерны параллельно-слоистая структура. Резкие уступы континентального склона указывают на накопление этих отложений в топодепрессиях. Плиоцен-четвертичный этаж имеет мощность более 10 км и распространен наиболее широко. Его отличает присутствие косослоистых проградационных толщ [5, 7].

Проблема границ и формирования ЮКВ до настоящего времени остается дискуссионной. Существует несколько точек зрения на возраст, происхождение и границы ЮКВ. Возраст впадины определяется тем

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия; tatiana.bakay@bk.ru, bokatrin@yandex.ru

временем, когда сформировалась ее граница. Граница впадины должна совпадать или возраст впадины будет меняться.

В.Е. Хаин [7] считал, что ЮКВ возникла в конце эоцена – начале олигоцена в результате растяжений и погружений в двух направлениях – широтном и меридиональном. Возможно, это произошло при объединении бассейнов – северного задугового Большекавказско-Копетдагского и южного междугового Нижнекуринского с отмиранием промежуточной Северо-Закавказской байос-эоценовой вулканической дуги. Е.В. Артюшков [2] доказывает, что в ЮКВ под мощным осадочным чехлом (20–25 км) залегает высокоскоростная консолидированная кора толщиной 10–8 км. М.Л. Копп [3] установил, что в позднем миоцене – раннем плиоцене наибольшее давление Аравии направлено на Эльбурс, от которого симметрично расходятся правые и левые сдвиги предплиоценового возраста. Соответственно ограниченные ими Кавказский и Копетдагский блоки (микроплиты) выжимались к северо-западу и северо-востоку. На месте их прежнего положения образовалась Южно-Каспийская межгорная впадина с утоненной корой. Эта впадина была ограничена предплиоценовыми меридиональными сбросами. Мамедов [1] связывает быстрое прогибание впадины в плиоцене с регенерацией субдукции консолидированной коры в позднем миоцене.

Иного мнения придерживается Ю.А. Волож [5]. Он считает, что ЮКВ представляет собой крупнейший бассейн осадконакопления, который продолжает развиваться в настоящее время. Северная граница впадины обычно проводится на суше по контуру распространения плиоцен-четвертичных отложений, а в море за ее северную границу принимают Апшеронский порог. Однако по данным МОГТ эту границу следует проводить по тектоно-седиментационному уступу, который проходит значительно севернее Апшеронского порога. На востоке этот уступ проходит через южные борта Балхан-Кубадагского поднятия, затем Карабогазского свода, Яламо-Песчаномысского поднятия и на западе упирается в северный борт Кусаро-Дивичского прогиба. Система поднятий Апшеронского порога представляет цепь антиклинальных складок, приуроченных к региональному Крымско-Копетдагскому сдвигу, секущему северную часть впадины в субширотном направлении.

Согласно исследованиям, изложенным в статье [6], формирование структуры Апшеронского порога связано с сдвиговыми деформациями Крымско-Копетдагской зоны. Это подтверждается несколькими досдвиговыми маркерами. Время формирования данного сдвига определяется по самому молодому плиоценовому маркеру. Сдвиговые деформации присутствуют в верхненеогеновых и четвертичных отложениях (в северном борту Куринской впадины, на краях ЮКВ и Западно-Туркменской впадины, вдоль Апшероно-Челекенского порога).

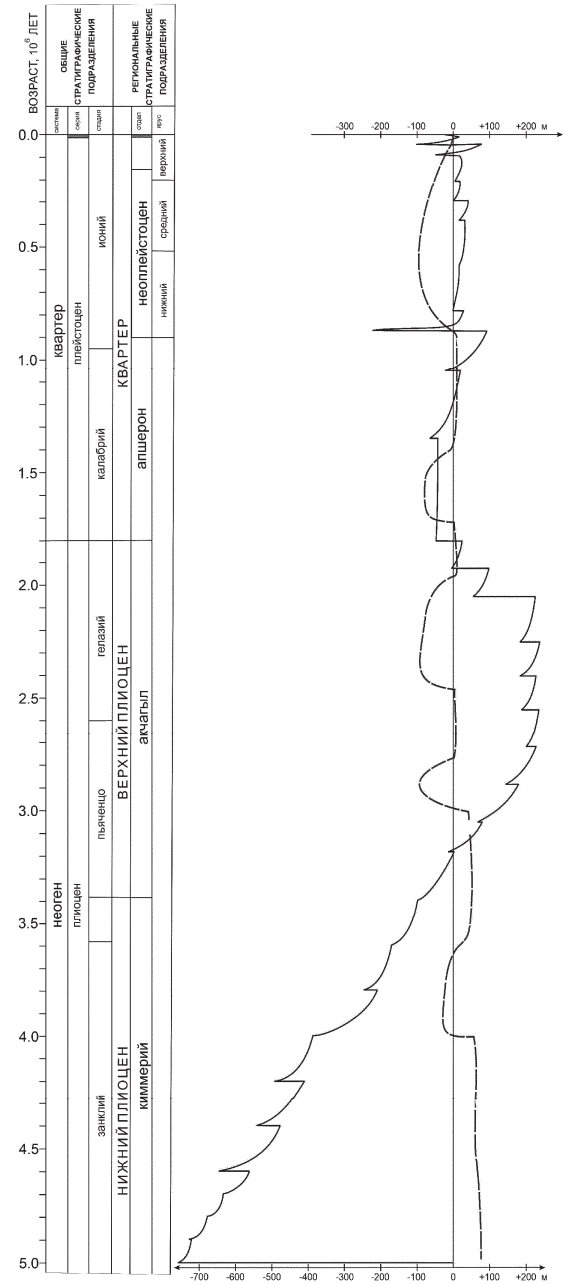


Рис. 1. Кривая относительных изменений уровня Каспийского моря по сейсмостратиграфическим и геологическим данным, по [4], с упрощениями

Сейсмостратиграфический анализ геолого-геофизических данных позволяет реконструировать плиоцен-четвертичную историю развития Южно-Каспийского осадочного бассейна. В плиоцен-четвертичной истории Каспия выделяются три крупных цикла колебания уровня моря с амплитудами свыше 50 м: плиоцен-апшеронский, плейстоценовый и голоценовый (рис. 1). Они различаются по длительности, но обладают сходными характеристиками.

Особенностью циклических колебаний уровня Каспийского моря является закономерное уменьшение во времени амплитуды колебаний: предплиоценовое падение достигало отметок минус 700 м, тюркянское – минус 200 м и мангышлакское – минус 80 м. Можно предположить, что значительные падения уровня моря в ЮКВ были обусловлены погружением его дна. В этом случае следует найти причины этих погружений.

Самое крупное – предплиоценовое погружение – совпадает с роданской фазой тектогенеза и отчетливо проявляется в складчатых деформациях осадочного чехла на Кавказе и Копетдаге. Эта складчатость обусловлена надвиганием Западно-Копетдагского и Шемахинско-Кобыстанского блоков на центральный блок ЮКВ с океаническим типом коры. Это могло привести к резкому погружению впадины под нагрузкой вышележащих отложений. Механизм неравномерного погружения блоков литосферы, с помощью которого можно объяснять историю погружения ЮКВ в плиоцен-четвертичное время, описывается моделью, предложенной И.А. Гарагашем [5]. Источником вертикальных движений поверхности являются фазовые переходы на границе жесткой литосферы и вязкой астеносферы. Механизм этого процесса можно проследить на примере блока, плавающего на вязкой жидкости, при условии, что нижняя граница покоящегося блока является линией солидуса. Это приводит к тому, что скорость перемещения основания погружающегося блока не совпадает со скоростью движения его поверхности и вязкая реакция астеносферы становится функцией кинетики процесса плавления. В результате движения блока к новому положению изостатического равновесия сопровождается его затухающими колебаниями (рис. 2).

Сопоставление рисунков 1 и 2 показывает, что расчетная кривая совпадает с кривой относительных изменений уровня Каспийского моря, полученной по сейсмостратиграфическим данным.

Таким образом, современный структурный план ЮКВ сформировался в результате развития Кавказско-Копетдагского юрско-палеогенового бассейна. До конца неокома он представлял собой бассейн с корой континентального типа. В раннем мелу за счет растяжения в глубокой части бассейна сформировалась океаническая кора. С конца мела и до конца палеогена в относительно глубоководных условиях накапливался

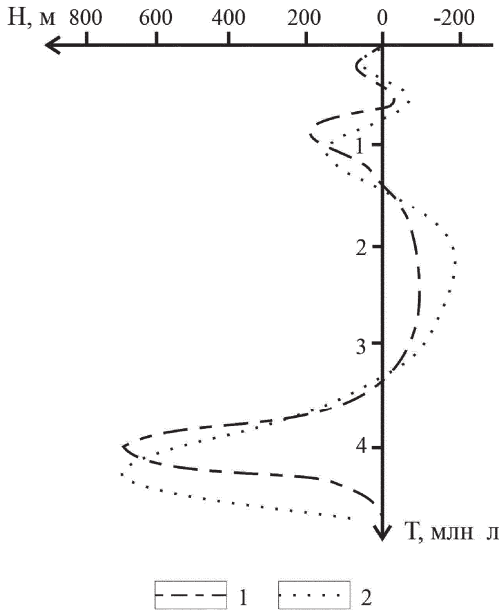


Рис. 2. График изменения уровня земной поверхности. *1* – по геологическим данным, *2* – по результатам моделирования, по [5], с упрощениями

осадочный чехол мощностью до 8 км. В плиоцен-четвертичного время на севере ЮКВ сформировался тектоно-седиментационный уступ. Кроме этого, впадина испытывала сильное прогибание, вызванное высокой скоростью осадконакопления и тектоническим погружением. В результате этих процессов за короткий период времени сформировалась мощная толща отложений.

Литература

1. *Ализаде А.А., Гулиев И.С., Мамедов П.З., Алиева Э.Г., Фейзуллаев А.А., Гусейнов Д.А.* Продуктивная толща Азербайджана. М.: Недра, 2018. Т. 1. 305 с.

2. *Артюшков Е.В.* Образование сверхглубокой впадины в Южном Каспии вследствие фазовых переходов в континентальной коре // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1289–1306.

3. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

4. *Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Бобылова Е.Е. и др.* Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палео-

географии», масштаб 1:2 500 000. М.: Научный мир, 2005. (Тр. ГИН РАН; Вып. 568).

5. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 525 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).

6. *Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Копп М.Л., Антипов М.П.* Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–0.

7. *Хаин В.Е.* Проблема происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения // Геотектоника. 2005. № 1. С. 40–44.

А.А. Цыганков[1], В.Б. Хубанов, Г.Н. Бурмакина

Этапы корообразования Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП по данным U-Pb датирования цирконов из современных речных осадков

Монголо-Забайкальский сектор Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) представляет собой байкальско-каледонское аккреционное горно-складчатое сооружение, образованное путем амальгамации разноформационных террейнов к южной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона. В конце палеозоя и раннем мезозое эта территория стала ареной беспрецедентного по масштабам гранитоидного магматизма, в результате которого сформировались крупнейшие в Центральной Азии Ангаро-Витимский (АВБ), Хангайский и Хэнтэйский батолиты, суммарная площадь которых превышает 0.45 млн км^2. Основные этапы тектоно-магматической эволюции Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП более или менее обоснованы данными U-Pb, Ar-Ar и отчасти Rb-Sr датирования магматических и метаморфических образований. Вместе с тем, фрагментарность догранитных геологических комплексов, сохранившихся среди обширных полей гранитоидов в виде провесов кровли, крайне затрудняет восстановление хронологии событий позднего неопротерозоя, раннего и среднего палеозоя. Особенно это актуально для северной – Забайкальской части рассматриваемой территории, где Ангаро-Витимский батолит занимает порядка 80 %

[1] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия; tsygan@ginst.ru

площади. Помимо этого, нет ясности в понимании продолжительности и интенсивности позднепалеозойско-мезозойского магматизма, прежде всего гранитоидного. Для решения этой проблемы нами использован достаточно хорошо известный подход, суть которого заключается в изотопном датировании обломочных цирконов из современных речных осадков.

Нами отобраны пробы песчаных и песчано-гравийных русловых отложений низовий р. Селенги, примерно в 45 км от ее устья (оз. Байкал) и проба песка из нижнего течения р. Витим (один из крупнейших притоков р. Лены) в районе г. Бодайбо, а также опробованы русловые песчаные отложения низовий рек Ангаракан и Муя, стекающих с западного и восточного склонов Северо-Муйского хребта. Всего датировано около 530 зерен. Совокупная площадь водосборного бассейна указанных рек составляет примерно 690 тыс км^2.

На общем графике распределения плотности, построенном по всем данным, достаточно четко выделяются пять временных интервалов: 1) неоархей-палеопротерозойский – 2.7–1.7 млрд лет со слабовыраженным максимумом 1.83 млрд лет; 2) неопротерозойский – 900–600 млн лет с двумя максимумами – 780 и 621 млн лет; 3) поздний кембрий-девонский – 500–360 млн лет с максимумом 426 млн лет; 4) ранний карбон-раннепермский – 350–240 млн лет с максимумами 315 и 285 млн лет; 5) триас-раннемеловой – 242–130 млн лет с максимумом 189 млн лет.

Очевидно, что источником наиболее древних неоархей-палеопротерозойских цирконов с возрастом 2.7–1.7 Ga, являются структуры западной части Алданского щита (Олекминский террейн Алданской провинции и Могочинский блок Становой провинции), а также гнейсы, кристаллические сланцы и отложения рифейского чехла (промежуточный коллектор) Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов. Согласно данным И.К. Козакова с соавторами [5] возраст гнейсов и кристаллических сланцев байдарагинского и бумбугерского комплексов Дзабханского террейна составляет 2.6–2.5 млрд лет, идерского комплекса Тарбагатайского террейна ~ 2.2 млрд лет. Древнекоровый компонент фиксируется и в модельном возрасте (TNd(DM-2st) = 1.5–2.7 млрд лет позднепалеозойских гранитов Хангайского батолита [8].

Следующий – неопротерозойский этап (900–600 млн лет) документирован более надежно. Он в разной степени зафиксирован во всех изученных пробах, а также в единичных унаследованных цирконах из позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Обращает внимание значительная продолжительность неопротерозойского интервала, составляющая порядка 300 млн лет. Это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что данный период включает разные события, разделенные, скорее всего, не только во времени, но и в пространстве. Еще

одна особенность рассматриваемого этапа заключается в том, что в пробе «Витим» максимум «сдвинут» в более молодую область и составляет 619 млн лет, т.е. на 150 млн лет моложе, чем в других пробах. Таким образом, неопротерозойский (байкальский) этап северной и северо-восточной части Байкальской складчатой области включает как минимум два события: 1) островодужный магматизм (Байкало-Муйская островная дуга), максимум которого приходится на рубеж примерно 780 млн лет; 2) магматические метаморфические процессы, связанные с аккрецией этой ОД к Мамско-Бодайбинской окраине Сибири.

Раннепалеозойский этап эндогенной активности, с позднего кембрия (500 млн лет) по начало позднего девона включительно (375 млн лет) с максимумом 426 млн лет, отражает магматические и метаморфические процессы каледонского цикла тектогенеза в результате которого в основном сформировалось южное (в современных координатах) складчатое обрамление Сибирского кратона.

Считается [3], что ранний палеозой – это время существования Удино-Витимской (534–470 млн лет) и Джидинской (519–504 млн лет) островных дуг, аккретированных к окраине континента примерно к рубежу 470 млн лет, что подтверждается радиологическим возрастом (490–477 млн лет) коллизионных гранитоидов в Юго-Западном Забайкалье [3]. Кроме того, этому временному интервалу соответствуют датировки магматических и метаморфических комплексов Ольхонского региона, где аккреционно-коллизионные процессы завершились примерно 460–450 млн лет назад [2].

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап эндогенной активности является доминирующим в рассматриваемом регионе. Его общая продолжительность около 80 млн лет – от 350 до 260 млн лет. В этот временной интервал попадает около 40 % всех изученных цирконов. От событий каледонского этапа рассматриваемы период отделен резким затуханием эндогенной активности в период 375–350 млн лет.

Происхождение большей части позднепалеозойских цирконов не вызывает особых вопросов. Карбон–пермь – это время формирования Ангаро-Витимского (325–280 млн лет, [7]) и Хангайского (302–242 млн лет, основной этап 270–240 млн лет, [8]) гранитоидных батолитов, суммарная площадь которых составляет порядка 300 000 км^2, а также щелочных гранитоидов Северо-Монгольско-Забайкальского вулканоплутонического пояса (275–210 млн лет), щелочных гранитоидов и вулканитов Северо-Монгольской рифтовой зоны (265–250 млн лет).

Мезозойский этап охватывает период примерно в 110 млн лет с раннего триаса по ранний мел включительно (240–130 млн лет). В наиболее «чистом» виде этот этап отражен в пробе «Селенга» и представлен небольшим количеством цирконов в пробе «Витим», где они принадле-

жат, скорее всего, мезозойским гранитами западной части Алданского щита.

В центральных и южных районах Западного Забайкалья, Северной и отчасти Центральной Монголии этому периоду соответствуют щелочно-гранитоидные и вулканогенные, включая трахиты и щелочные риолиты, образования Северо-Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, завершившего свое формирование около 210 млн лет назад, а также гранитоиды Хэнтэй-Даурского батолита (230–210 млн лет) и литий-фтористые граниты Центральной Монголии (170–140 млн лет). В Западном Забайкалье в это время сформировались комплексы метаморфических ядер (238–165 млн лет) [4], трахибазальты, трахиты и трахириолиты Мало-Хамардабанской, Хамбинской и других вулканотектонических структур [1]. Кроме того, к завершению этого этапа приурочено формирование рудоносных (W-Mo) гранитоидов гуджирского комплекса (например, Первомайский массив лейкогранитов Джидинского рудного поля, 127 млн лет) и массивы апатитоносных габброидов (Ошурковский массив, 131–122 млн лет [6]).

Таким образом, U-Pb изотопно-геохронологические данные по цирконам из современных речных осадков Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП отражают основные этапы эндогенной активности региона, или, говоря иначе, основные этапы образования и переработки континентальной коры. Неоархей-палеопротерозойский этап соответствует глобальным корообразующим процессам формирования фундамена докембрийских кратонов; 2) неопротерозойский (байкальский) и 3) раннепалеозойский (каледонский) отражают последовательные этапы ювенильного корообразования путем островодужного магматизма и аккреционно-колизионных процессов, сформировавших складчатые структуры южного обрамления Сибири; 4) позднепалеозойский и 5) раннесреднемезозойский этапы фиксируют процессы внутриплитного магматизма и рифтогенеза.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 17-05-00275.

Литература

1. *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В*. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 510–531.

2. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др*. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.

3. *Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л. и др*. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–65.

4. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др*. Мезозойские гранитоиды в структуре Безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2015–2033.

5. *Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др*. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

6. *Рипп Г.С., Изродин И.А., Ласточкин Е.И. и др*. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск: Изд-во Гео, 2013. 163 с.

7. *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д*. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.

8. *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И*. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 457–475.

В.П. Чаицкий, В.И. Попков, И.В. Попков, Т.Н. Пинчук[1]

Структурно-фациальные зоны отложений триаса Западного Предкавказья

Региональное распространение в Западном Предкавказье мощной толщи триасовых отложений и полученные из неё на некоторых площадях при опробовании промышленные притоки газа с давних пор выдвигали этот комплекс в качестве нового привлекательного направления для поисков углеводородов. Однако работы сдерживались по ряду причин, в том числе из-за отсутствия разработанной стратиграфии, тектоники, фациальных обстановок осадконакопления, благоприятных для концентрации исходного органического вещества и формирования поровых и трещинных коллекторов. Частично эти проблемы освещены в данной работе.

[1] Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия; geoskubsu@mail.ru

Детальные литологические исследования отложений триаса Западного Предкавказья с привлечением палеонтологических данных и стандартного каротажа позволили расчленить мощный разрез на серии и свиты, выявить особенности их строения, литофациальный состав слагающих пород, условия залегания, а последующая корреляция – проследить площадное распространение, установить стратиграфические границы и определить перерывы в осадконакоплении.

Обобщение полученных материалов дало возможность произвести районирование территории Западного Предкавказья по типам разрезов. Выделены четыре структурно-фациальные зоны: Ирклиевско-Ладовская, Алексеевская, Азово-Кавказская и Тимашевская. По каждой из них составлены сводные разрезы, наиболее полные сопоставлены между собой.

Ирклиевско-Ладовская и Азово-Кавказская структурно-фациальные зоны представляют собой прогибы, заложившиеся на палеозойском складчатом основании, подвергшемся региональному метаморфизму. Разделены они Алексеевским валом, на котором локально сохранились от размыва красноцветные и пестроцветные континентальные отложения, впервые выделенные в леушковскую свиту, условно отнесённую к базальным слоям нижнего триаса.

В Азово-Кавказской структурно-фациальной зоне, охватывающей Западное Предкавказье и Северный Кавказ, на протяжении всего триасового периода одновозрастные осадки накапливались в одинаковых фациальных условиях. Начиная со второй половины индского века происходит непрерывное углубление морского бассейна, сопровождавшееся отложением в прибрежной зоне конгломератов, гравелитов и песчаников бамбакской свиты, сменившихся в условиях открытого относительно глубоководного моря накоплением чередующихся тонкослоистых глинистых известняков, мергелей и подчинённых им аргиллитов. В позднеанизийское время значительно увеличился привнос в бассейн пелитового материала, который обусловил образование преимущественно мергелей и аргиллитов, а в раннеладинском веке – только аргиллитов. Сформировавшаяся мощная толща глинисто-карбонатных отложений в верхнеиндского-нижнеладинского возраста выделена в тхачскую и березанскую серии. Разрезы их характеризуют возрастание глинистости пород по мере погружения дна бассейна. При достижении максимальной глубины в северных районах Западного Предкавказья произошло подводное излияние базальтовой магмы, после которого в середине ладинского века начались восходящие тектонические движения и регрессия моря.

В Ирклиевско-Ладовской структурно-фациальной зоне в этот же отрезок времени (от второй половины индского века до первой ладинского включительно) также происходило углубление морского бассейна и

накопление в прибрежной и мелководной зонах мощной толщи терригенных отложений, составляющих ирклиевскую серию. В наиболее опущенной части зоны верхнеиндский–анизийский разрез последней представлен преимущественно аргиллитами и алевролитами с подчинёнными прослоями глинистых мергелей и песчаников. В отдельных интервалах песчаники преобладают. Нижнеладинский подъярус сложен аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов. В оленекские отложения внедрились дайки кварцевых диабазов, которые являются аналогами излившихся базальтов, приуроченных к верхнеанизийским–нижнеладинским осадкам. Севернее в прибрежно-морских условиях разрез ирклиевской серии сложен преимущественно песчаниками и аргиллитами с прослоями гравелитов и мелкообломочных конгломератов. Нижнеладинская пачка аргиллитов здесь отсутствует.

Таким образом, на ранних этапах осадконакопления (индский, оленекский и анизийский века) в Азово-Кавказской и Ирклиевско-Ладовской структурно-фациальных зонах формировались разные по составу осадки, а завершился процесс седиментации в первой половине ладинского века образованием в обеих зонах глинистых отложений.

После регионального перерыва в осадконакоплении, произошедшего в середине ладинского века, история седиментогенеза в обеих Предкавказских зонах была единой. Образовавшаяся суша подверглась денудации, а последующее погружение и трансгрессия моря во второй половине ладинского и карнийского веков сопровождались накоплением песчаников, чередующихся с аргиллитами. Одновременно происходило излияние магмы среднего и кислого составов с кратковременными перерывами, во время которых не отлагались осадки. В результате этих процессов образовалась мощная вулканогенная толща с прослоями песчаников и аргиллитов, которая отнесена к крыловской свите и является надёжным стратиграфическим репером верхнеладинского–карнийского возраста. В некоторых районах вулканизм проявился слабо или следы его отсутствуют. Здесь разрез свиты имеет несколько иное строение: внизу он сложен песчаниками и аргиллитами, переходящими в чередование аргиллитов и алевролитов, на которых залегают андезиты и дациты. В кровле крыловской свиты всюду присутствует аргиллитовая пачка.

На Северном Кавказе одновозрастные отложения сахрайской свиты внизу представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами, а в кровле – аргиллитами с прослоями алевролитов. Вулканизм здесь не проявился.

На рубеже карнийского и норийского веков вновь проявились восходящие движения, обусловившие перерыв в осадконакоплении. Норийская трансгрессия охватила Азово-Кавказскую и Ирклиевско-Ладовскую структурно-фациальные зоны, но в первой отложившиеся осадки

лучше сохранились от размыва, а во второй они уничтожены на большей территории в предмеловой период и вскрыты скважинами только верхи карбонатной великовечненской свиты на Уманской площади.

В Западном Предкавказье трансгрессия моря началась в ранненорийском веке накоплением преимущественно глинистых отложений камышеватской свиты, в основании которой присутствует маломощный пласт алевролитов, содержащих фауну верхнего карния и нижнего нория. Такой биоценоз, вероятно, свидетельствует о кратковременном перерыве между этими ярусами. Местами в кровле свиты наблюдается чередование аргиллитов, алевролитов и органогенно-обломочных известняков. Распространена свита локально только в Западном Предкавказье.

В середине норийского века в этом регионе формировались терригенные отложения бейсугской свиты, которые согласно залегают на камышеватской и трансгрессивно на крыловской свитах. Распространены они от Азовского моря до Северного Кавказа. Разрез свиты сложен внизу чередующимися песчаниками и аргиллитами, а вверху – аргиллитами с прослоями алевролитов. На границе этих двух пачек отмечается тонкое чередование аргиллитов, алевролитов и органогенно-обломочных известняков. На Северном Кавказе в это время происходило формирование отложений шапкинской свиты, представленной внизу конгломератами и песчаниками с прослоями органогенно-обломочных известняков, а вверху – чередованием аргиллитов, алевролитов и известняков. Следует заметить, что на Северном Кавказе грубообломочные породы в триасе встречаются значительно чаще, чем в Западном Предкавказье.

В поздненорийском веке происходило накопление известняков и доломитов великовечненской и ходзинской свит при активном участии морских организмов. В Западном Предкавказье они сохранились в виде изолированных островков.

Данная работа представляет собой первую попытку разработать новую стратиграфию триаса Западного Предкавказья. Не все вопросы решены окончательно. В частности, отсутствует фаунистическое обоснование возраста карбонатных отложений березанской серии и великовечненской свиты, не вскрыты скважинами непосредственные контакты первых с подстилающими палеозойскими сланцами и вторых с бейсугской свитой. Однако, по литологической характеристике они идентичны соответственно карбонатным отложениям тхачской серии и ходзинской свиты. Несмотря на эти пробелы составленный опорные разрезы дают полное представление о стратиграфии триаса Западного Предкавказья, которая в дальнейшем может быть использована совместно с сейсмическими материалами для изучения геологического строения триасового комплекса. Полученные результаты показывают, что сред-

няя часть Западного Предкавказья и Северный Кавказ имеют общую историю геологического развития в триасе.

Анализ результатов опробований отложений триаса в скважинах свидетельствует о возможности формирования в этом комплексе самостоятельных газовых залежей. В связи с этим, предлагается пересмотреть результаты поисково-разведочных работ на газ с учётом новой стратиграфии и, возможно, изменить отношение к перспективности триасового комплекса Западного Предкавказья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 юг_а.

А.А. Шайхуллина[1], Е.П. Дубинин[2], А.А. Булычев[1]

Строение тектоносферы подводных поднятий Индийского океана по геофизическим данным

Подводные поднятия Индийского океана отличаются большим разнообразием по строению и эволюции тектоносферы. В исследуемом регионе есть поднятия, сложенные континентальной корой (микроконтиненты) и окруженные со всех сторон океанической корой (поднятия Гульден Драак, Батавия, Сейшельская банка, хребет Лакшми), или погруженные хребты или краевые плато, не полностью отделенные от материка (Лаккадивский хребет). Они отделены в процессе рифтогенеза от материка, а строение их коры, нередко осложнено плюмовой активностью. Кроме этого, значительное количество подводных поднятий сформировано в результате магматической деятельности. Они, как правило, характеризуются утолщенной за счет андерплейтинга (наращивания снизу) базальтовой корой (поднятия Конрад, Крозе, Восточно-Индийский хребет). Также, следует отметить, что имеются поднятия, имеющие комбинированное строение (например, плато Кергелен). В структуре таких поднятий выделяются как блоки с утоненной континентальной корой, так и блоки, сложенные утолщенной базальтовой корой. Формирование таких поднятий связывают с плюмовой активностью. Все эти структуры имеют различную морфологическую выра-

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; anzhela.shaikhullina@gmail.com
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

женность и по-разному проявляют себя в геофизических полях. Задача выявления основных признаков и критериев поднятий определенного строения по геофизическим данным имеет большую актуальность в связи с изучением истории развития Индийского океана. Наличие данных спутниковой альтиметрии, гравитационного поля [5], модели аномального магнитного поля [3] и сейсмотомографии [6] и другой доступной геолого-геофизической информации [4, 7] способствовало эффективному изучению строения и эволюции подводных поднятий Индийского океана.

В данной работе объектами исследования являются подводные поднятия Индийского океана, которые имеют разное строение и эволюцию, а именно: плато Кергелен, образованное в результате деятельности мантийного плюма; вулканические поднятия Конрад, Афанасий Никитин и плато Крозе, которые образовались в результате действия горячей точки; линейно вытянутый Чагос-Лаккадивский хребет, который имеет блоковую структуру.

На основе данных о потенциальных полях подтверждается предположение [1], что плато Кергелен сложено гетерогенными блоками с утолщенной океанической корой (северная провинция), утоненной континентальной (банка Элан, южная и центральная провинции). Поднятия Крозе и Конрад, мощность коры которых составляет 13–20 км, сформировались на океанической коре разного возраста (плато Крозе – 30–50 млн лет, Конрад ~ 80 млн лет). Результаты двумерного плотностного моделирования показали сходное строение коры и литосферы подводной горы Марион Дюфре (поднятие Конрад) и поднятия Афанасия Никитина, что подтверждает вероятность их одновременного образования ~ 80 млн лет назад в результате действия единой горячей точки. Также подтверждается предположение [2], что подводные горы Лена и Обь сформировались на поднятии Конрад в результате возобновления деятельности горячей точки под Антарктической плитой после перемещения поднятия Афанасия Никитина в центральный бассейн. Анализ аномальных полей, их компонент, результатов двумерного плотностного моделирования и другой доступной геолого-геофизической информации проведенный в рамках этой работы позволил существенно уточнить конфигурацию и глубинное строение разных блоков Чагос-Лаккадивского хребта, по-новому взглянуть на их природу.

Таким образом в результате проведенных исследований выявлены основные черты строения тектоносферы и особенности эволюции подводных поднятий Индийского океана разных геодинамических типов на основе сравнения их геофизических атрибутов с поднятиями, строение которых известно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00127).

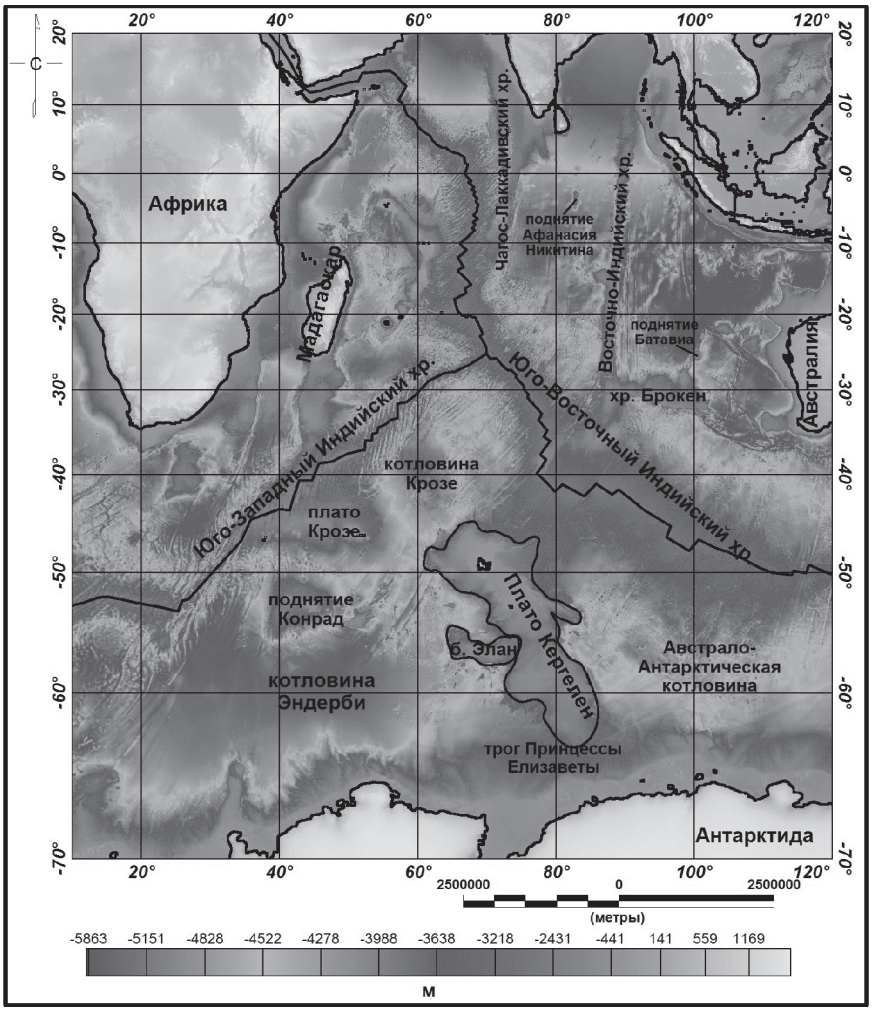


Рисунок. Обзорная схема изучаемых структур на батиметрической основе

Литература

1. *Borissova I., Moore A., Sayers J. et al.* Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins. Canberra City: Geoscience Australia Record, 2002. 120 p.

2. *Krishna K.S., Bull J.M., Ishizuka O. et al.* Growth of the Afanasy Nikitin seamount and its relationship with the 85°E Ridge, northeastern Indian Ocean // Journal of Earth System Science. 2014. V. 123. № 1. P. 33–47.

3. *Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al.* EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. № 8. 12 p.

4. *Reguzzoni, M., Sampietro, D.* GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinf. 2014. http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002.

5. *Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F. et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213 (http://www.ngdc.noaa.gov/, http://topex.ucsd.edu).

6. *Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E.* LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismictravel time prediction // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. B10302. Doi: 10.1029/2012JB009525.

7. *Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al.* Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 8. P. 3297–3305. DOI:10.1002/ggge.20181.

Е.В. Шарков[1]

Циклическое развитие осевых зон медленно-спрединговых хребтов (на примере внутреннего океанического комплекса Сьерра-Леоне, Срединно-Атлантический хребет, 5–7° с.ш.)

Одним из главных достижений последних десятилетий является признание факта существования внутренних океанических комплексов (ВОК) (oceanic core complexes, OCC). Они представляют собой куполообразные поднятия длиной в десятки километров в осевых частях медленно-спрединговых хребтов типа Срединно-Атлантического и Западно-Индийского, и образованы выходами интенсивно деформированных и метаморфизованных плутонических пород малоглубинной океанической литосферы (нижней коры и мантии) и часто наличием крупных гидротермальных полей с рудной минерализацией [2, 3, 6, 9, 11 и др.].

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; sharkov@igem.ru

Существование ВОКов никак не согласуется с классической Пенроузской моделью океанического спрединга, разработанной еще в 1960–1970-х годах (F. Vine and D. Mattews, J.T. Wilson, W. Sallivan, S. Ueda, и др.), и свидетельствует о значительно более сложных тектономагматических процессах в осевых частях срединно-океанических хребтов, чем предполагалось ранее. Мы рассмотрим эту проблему на примере комплекса Сьерра-Леоне в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ), 5–7º с.ш. [1, 12].

Спектр драгированных здесь пород весьма типичен для ВОК медленно-спрединговых хребтов и представлен: (1) серпентинизированными катаклазированными ультрабазитами, в основном мантийными реститами, а также кумулатами (некоторые дуниты); (2) разнообразными обычно измененными габброидами нижней океанической коры, нередко с элементами первично-магматической расслоенности (троктолиты, оливиновые габбро, габбро и лейкогаббро), которые преобладают в разрезе; (3) феррогабброидами (меланократовыми троктолитами, роговообманковыми Fe-Ti-оксидными оливиновыми габбро-норитами и габбро-норитами, габбро-диоритами); (4) жилами и мелкими телами плагиогранитов (тронджемитов); (5) дайками и силлы долеритов, довольно свежих, нередко сходных по составу с феррогабброидами. Потоки свежих базальтов с корками закалочного вулканического стекла несогласно перекрывают все эти измененные плутонические породы.

Дуниты, троктолиты и габбро - типичные дифференциаты расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, происшедших из толеитовых расплавов, в данном случае – MORB, тогда как роговообманковые феррогаббро-нориты, образовавшиеся за счет расплавов кремнеземистой Fe-Ti-оксидной серии, формировались при участии источников OIB [12].

Все это позволяет думать, что основной объем нижней коры полигона сложен породами расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, произошедших за счет MORB. Они являлись промежуточными очагами магматических систем, где накапливались поступавшие из области генерации магм расплавы, происходили процессы их кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных магм. Эти магматические очаги, по-видимому, формировались вдоль границы кора–мантия, приводя к наращиванию коры снизу, т.е. путем андерплейтинга.

Преобладание среди габброидов полигона сильно измененных разновидностей пород свидетельствует об их происхождении в связи с предыдущим эпизодом (эпизодами?) тектоно-магматического развития океанической коры полигона. В результате подъема оси хребта, они были выведены на поверхность дна и затем перекрыты потоками свежих базальтов. Находки среди габброидов свежих разновидностей, возможно, связаны уже с современным эпизодом активности.

Имеющихся данных, конечно, недостаточно, чтобы построить здесь систематический разрез нижней коры, поскольку не известны ни распространенность разных типов пород, ни их положение в ее ~3.5-километровом разрезе. Однако общая картина в целом соответствует данным по нижней коре других ВОК медленно-спрединговых хребтов [11], что позволяет думать о том, что нижняя кора современных океанов везде имеет более-менее одинаковое строение и состав и формировалась в сходных условиях.

Из имеющихся данных следует, что наблюдаемая нижняя кора современных океанов в основном образовалась в предшествующий эпизод (эпизоды?) тектономагматической активности. Она была поднята на уровень океанического дна вместе с подстилающими ее мантийными перидотитами в связи с уже современным эпизодом развития САХ.

Сам факт того, что плутонические породы оказались выведены на океаническое дно, свидетельствует о том, что подъем оси спрединга в ВОКах был весьма значительным и сопровождался эффективной тектонической эрозией (оползанием тектонических пластин корового материала с осевого поднятия), приводящем к вскрытию более глубинных пород.

Происхождение ВОК

Происхождение ВОКов в настоящее время часто связывается с существованием крупных внеосевых океанических разломов срыва (oceanic detachment faults) [2, 7, 9, 11 и др.]. Несмотря на свою популярность, эта модель остается весьма дискуссионной и сталкивается с многими проблемами, в частности, с причиной подъема территории.

На мой взгляд, такие структуры возникают в результате подъема мантийных плюмов. Их головные части достигают границы астеносфера – океаническая литосфера и приподнимают ее с образованием куполообразных поднятий; это сопровождается современным базальтовым вулканизмом и появлением гидротермальных полей [12]. Подъем участка астеносферы приводит к возобновлению в нем адиабатического плавления, последующему объединению магматических очагов (плюмового и астеносферного) и появлению новой зоны спрединга.

В случае ВОК Сьерра-Леоне существование мантийного плюма под ним следует из общего подъема территории, из изотопных данных [10], из наличия силлов и даек феррогабброидов, формировавшихся при участии расплавов OIB, следов гидротермальных систем, а также из состава свежих пиллоу-лав, где преобладают базальты типа T- и E-MORB, характерные для участков хребтов в районе проявлений плюмового магматизма.

Скорее всего, аналогичные тектономагматические процессы в настоящее время происходят и под другими ВОКами. Об этом могут сви-

детельствовать находки под этими структурами современных магматических очагов [4, 5], наличие гидротермальных полей (действующих и реликтовых) и присутствие современного базальтового вулканизма.

ВОКи как участки возобновления спрединга

ВОКи протягиваются неправильной цепью вдоль всего САХ, составляя около 30% его протяженности [6, 8] и др.), постепенно сменяясь участками нормального спрединга между ними. Факт перекрытия свежими базальтами более древних сильно измененных плутонических пород ВОКов свидетельствует о том, что эти базальты и плутониты сильно разобщены во времени и генетически не связаны друг с другом, представляя собой самостоятельные эпизоды развития САХ. В отличие от суши, где подъем территории сопровождается интенсивной эрозией, в итоге приводящей к выведению глубинных пород на поверхность, на дне океана этот фактор не действует.

По-видимому, эти территориально разобщенные ВОКи являются сегментами хребта, где происходит возобновление процессов спрединга, и в дальнейшем они, по мере усиления базальтового магматизма, по-видимому, разовьются в зоны нормального океанического спрединга [12]. По сути, здесь осуществляется перескок оси спрединга, и дальнейшее развитие хребта будет происходить уже на новом месте.

Возможный механизм океанского спрединга

Как уже говорилось, сам факт того, что глубинные плутонические породы оказались выведенными на поверхность дна океана, свидетельствует о том, что подъем оси спрединга в ВОКах медленно-спрединговых хребтов был весьма значительным. Он приводил к эффективной тектонической эрозии (гравитационному оползанию тектонических пластин корового материала со склонов растущего купола), что сопровождалось характерными для пород ВОК многочисленными деформациями и их малоглубинным метаморфизмом преимущественно в условиях зеленосланцевой фации.

Согласно экспериментальным и расчетным данным, симметричное оползание новообразованной коры с оси хребта по склонам астеносферного поднятия является весьма эффективным геомеханическим фактором [9, 13], и мы полагаем, что именно этот процесс является главным выразителем океанического спрединга.

Выводы

1. Внутренние океанические комплексы Срединно-Атлантического хребта, в том числе и Сьерра-Леоне, а также других медленно-спрединговых хребтов, представляют собой сегменты их осевых частей, где начинается возобновление процесса спрединга; в дальнейшем они по-

степенно разовьются в зоны нормального океанского спрединга с мощным базальтовым магматизмом. Таким образом, развитие медленно-спрединговых хребтов происходит не одновременно по всей их длине, а на локальных разобщенных участках, имеет циклический характер и сопровождается смещением (перескоком) оси спрединга.

2. На стадии ВОК новообразованный базальтовый расплав поднимается из зоны генерации магм по трещинам (дайкам) сквозь литосферную мантию и частично наращивает существующую нижнюю кору в форме силлов и даек, а по мере развития магматизма – снизу, в форме андерплейтинга, т.е. путем образования крупных магматических очагов вдоль границы кора–мантия, затвердевавших в качестве расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов. Новообразованные реститы, в свою очередь, наращивают снизу литосферную мантию.

3. Главным выразителем океанического спрединга, по-видимому, является симметричное оползание новообразованной мафической коры с оси хребта по склонам астеносферного поднятия.

Литература

1. *Шарков Е.В*. Происхождение и строение нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 101–121.

2. Conference Outline // AGU Chapman Conference “Detachments in Oceanic Lithosphere: Deformation, Magmatism, Fluid Flow, and Ecosystems” Agros, Cyprus 8–15 May 2010. Conference Report. P. 20–21.

3. *Ciazela J., Koepke J., Dick H.J.B., Muszynski A*. Mantle rock exposures at oceanic core complexes along mid-ocean ridges // Geologos. 2015. V. 21. N 4. P. 207–231.

4. *Dunn R.A., Lekic V., Detrick R.S., Toomey D.R*. Three-dimensional seismic structure of the Mid-Atlantic Ridge (35^{o}N): Evidence for focused melt supply and lower crustal dike injection // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. P. B9101–B9135.

5. *Dunn R.A., Arai R., Eason D.E., Canale, J.P., Sohn R.A*. 3-D seismic imaging of lithospheric fault-block structures, core complex, alteration fronts, and hydrothermal system along the Mid-Atlantic Ridge, Rainbow area // 2016 AGU Fall Meeting. 12-18 December 2016, San Francisco, California, USA. Paper Number T32A-08.

6. *Escartín J., Smith D.K., Cann J. et al.* Central role of detachment faults in accretion of slow-speading oceanic lithosphere // Nature. 2008. V. 4559. P. 790–795.

7. *Ildefonse B., Blackman D.K., John B.E. et al*. Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges // Geology. 2007. V. 35. N 7. P. 623–626.

8. *MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J. et al.* Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. Is. 3-4**.** P. 333–344.

9. *Scheidegger A.E.* Principles of Geodynamics. 3rd ed. 1982. Berlin–Heidelberg–New York, 252 p.

10. *Schilling J.-G., Hanan B.B., McCully B., Kingsle R.H.* Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial MAR: a Nd-Sr-Pb isotopic study // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 12005–12028.

11. *Searle R.* Mid-Oceanic Ridges. Cambridge Univ. Press, 2013. 318 p.

12. *Sharkov E.V.* Cyclic development of axial parts of slow-spreading ridges: evidence from Sierra Leone area, the Mid-Atlantic Ridge, 5–7°N / Ed. by E.V. Sharkov // Tectonics, Recent advances. Rijeka: InTech, 2012. P. 3–36.

13. *Turcotte D.L., Schubert G.* Geodynamics, 2nd ed. Cambridge Univ. Press, 2002. 456 p.

Н.В. Шаров[1], В.А. Журавлев[2]

Литосфера Беломорья по комплексу геофизических данных

Для изучения глубинного строения земной коры региона привлечены результаты гравиметрических и магнитных съемок, представленные в виде карт масштаба 1:1 000 000, а также сейсмические материалы разных лет [1–5]. При построении геологической модели среды использовались результаты геофизических исследований вдоль геотраверсов 3-АР, 1-ЕВ, КВАРЦ, АГАТ и др., привлекались сводные геолого-геофизические карты и схемы [6].

При построении сейсмоплотностной модели консолидированной коры региона в качестве исходной информации выбрана ранее полученная четырехслойная скоростная модель земной коры [5, 7]. Эта модель имеет следующие характеристики: верхний слой (верхний этаж) – V_p = 5.90–6.20 км/с, ρ = 2.60–2.75 г/см^3; средний – V_p = 6.30–6.50 км/с, ρ = 2.75–2.90 г/см^3; нижний – V_p = 6.60–6.0 км/с, ρ = 2.90–3.00 г/см^3; четвертый высокоскоростной слой – V_p = 7.00–7.30 км/с, ρ = 3.00–3.20 г/см^3; мантия – V_p = 8.00–8.20 км/с, ρ = 3.40 г/см^3.

На построенной глубинной модели выделяются тектонические области (геоблоки): Мурманская, Тимано-Канинская, Кольская, Мезенская и Карельская, а также ряд блоков. Мурманский геоблок на Кольском полуострове представляет северо-восточный край Фенноскандинавского щита. Тимано-Канинский геоблок представлен Канино-

[1] ФГБУН ФИЦ Карельский научный центр Российской академии наук, Институт геологии, Петрозаводск, Россия; sharov@krc.karelia.ru

[2] ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», Мурманск, Россия

Северотиман-ским мегавалом, который входит в состав Тимано-Печерской плиты. Кольский, Мезенский и Карельский геоблоки представлены структурно-вещественными комплексами Мезенской синеклизы и относятся к Русской плите. Блоковое районирование по типам земной коры выполнено по геофизическим данным.

Мурманский геоблок на Кольском полуострове сложен гранито-гнейсами и гранитоидами с включениями супракрустальных пород и характеризуется как позднеархейский (2.7–2.8 млрд лет) кратон. Судя по геофизическим данным, его структуры слагают фундамент Поной-ского перикратонного прогиба, выделенного в Воронке Белого моря.

Тимано-Канинский геоблок расположен в северо-восточной части площади. Результаты сейсморазведки и моделирования свидетельствуют о том, что Тимано-Канинский геоблок имеет двухъярусное (складчатое и кристаллическое) строение верхней коры. Суммарная мощность верхней коры и осадочного чехла составляет 14–16 км. Мощность складчатых пород рифея оценивается в 8–9 км. Для подстилающего рифейские породы кристаллического фундамента характерны повышенные скорости продольных волн (6.5–6.35 км/с). Мощность земной коры здесь 38–40 км.

Мезенский геоблок расположен в пределах Мезенской синеклизы и рассматривается как перикратонная часть Восточно-Европейской платформы.

Мезенская синеклиза сформировалась над системой палеорифтов (рифейских авлакогенов), возникших за счет растяжения земной коры на континентальной окраине Восточно-Европейской платформы. Рифты представлены системой субпараллельных грабенообразных прогибов протяженностью в сотни километров. Грабены, как правило, асимметричны, сегментированы и выполнены образованиями рифея мощностью до 8–10 км. Сегменты разделены кулисообразными перемычками. Горсты, разделяющие грабены, прослеживаются в виде цепи разноуровенных поднятий.

Данные глубинной сейсморазведки и две крупные положительные гравитационные аномалии в Воронке Белого моря и устье реки Мезень – Мезенский и Конушенский гравитационные максимумы – свидетельствуют о том, что в северо-западной части Мезенской синеклизы земная кора утонена. Здесь сейсморазведкой зафиксирована наименьшая на Русской плите глубина залегания поверхности М – 27–30 км. Предполагается, что утонение коры связано с внедрением мантийных диапиров. На глубине 12–22 км выделяется зона пониженных (на 0.1–0.3 км/с) скоростей. При резком подъеме нижних границ коры появляются тела с высокой скоростью, которым соответствуют положительными аномалиями магнитного поля [4].

Мезенский геоблок состоит из двух блоков: Западно-Мезенского и Восточно-Мезенского, выделяемых по характерным аномалиям физических полей и мощности осадочного чехла.

Восточно-Мезенский блок, представляющий внешнюю часть перикратона, характеризуется большой мощностью (до 5–6 км) венд-фанерозойских осадков и высокими значениями граничной скорости продольных волн вдоль поверхности М (8.2–8.4 км/с).

Западно-Мезенский блок представляет внутреннюю часть перикратона, характеризующуюся маломощным (до 1 км) венд-палеозойским чехлом.

Кольский геоблок состоит из сложного ансамбля блоков с различным строением и геологической историей. На Фенноскандинавском щите он рассматривается как гранит-зеленокаменная (гранулит-зеленокаменная) область, претерпевшая структурно-метаморфические преобразования в архее и раннем протерозое. Геоблок представлен юго-восточной частью Восточно-Кольского и Южно-Кольского блоков [5].

Юго-восточная часть Восточно-Кольского блока на Кольском полуострове сложена гранитами и гранитогнейсами нижней части архейской коры. Структуры этого блока по характерным аномалиям потенциальных полей прослеживаются через Горло Белого моря, на Зимнем берегу представлены Кулойским выступом и служат фундаментом северо-западного замыкания Лешуконского грабена.

Южно-Кольский блок прослеживается на протяжении нескольких сотен километров от юго-восточного побережья Кольского полуострова на акваторию Белого моря, Зимний берег и далее на юго-восток, где представляет структуру Керецко-Пинежского грабена, выполненного породами рифея мощностью около 7 км. Фундамент Южно-Кольского блока на Кольском полуострове и Зимнем берегу сложен мигматит-анатектит-гранитами и гранитогнейсами архея, частично переработанными в раннем протерозое. Данные петрогеохимических и изотопных исследований свидетельствуют о том, что Южно-Кольский блок, вероятно, подвержен тектоно-термальной переработке в палеопротерозое и относится к Беломорскому подвижному поясу.

Граница между Карельской и Кольской тектоническими областями проходит по крупной тектонической зоне, которая прослежена на акватории Белого моря в результате морских геофизических исследований. Она отчетливо проявляется локальными положительными аномалиями на картах потенциальных полей. По мнению ряда авторов, раннепротерозойские эндербит-чарнокитовый и метаморфические комплексы Умбинский и Порьей губы, выделенные на южном побережье Кольского полуострова, представляют юго-восточное продолжение крупного кол-

лизионного шва (1.95–1.90 млрд лет) Лапландско-Кольского орогена, расположенного между Карельским и Кольским архейскими кратонами.

Карельская тектоническая область в пределах площади представлена Беломорским блоком. Кандалакшско-Онежским разломом блок разделен на две части. Данные сейсморазведки свидетельствуют о том, что с глубиной разлом выполаживается и, вероятно, уходит в нижнюю кору. Беломорский блок вместе с Южно-Кольским блоком многие авторы представляют в составе Беломорского подвижного пояса – позднеархейской коллизионной структуры, переработанной раннепротерозойскими процессами рифтогенеза и орогении. Среди архейских комплексов широко развиты зеленокаменные пояса, наиболее вероятный возраст которых оценивается в 2.7 млрд лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00481 «Строение и динамика литосферы Беломорья».

Литература

1. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К.Гиллен. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

2. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Новые данные о строении Центральной части палеорифтовой системы Белого моря // ДАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 348–353.

3. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

4. Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования // Материалы Международного научно-практического семинара 18–20 сентября 2007 г. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 245 с.

5. *Шаров Н.В.* Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 173 с.

6. *Журавлев В.А., Шипилов Э.В.* Строение бассейнов Беломорской рифтовой системы // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 123–131.

7. *Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G. et al.* Crustal Structure of the Baltic Shield Along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse // Intern. Geology Rev. 1998. V. 40. № 11. P. 990–997.

А.А. Никонов[1], С.В. Шварев[1,2], Д.С. Зыков[3], А.О. Королева[1, 4], Л.Д. Флейфель[1]

Трансрегиональная активная тектонически и сейсмически зона Куусамо-Беломорско-Северодвинская на Севере Европы – новые обобщения геологических и сейсмических материалов

В пределах северного сектора Российской части Фенноскандинавского кристаллического щита согласно новым проработкам исходных материалов были параметризованы три крупные, тектонически и сейсмически сравнительно активные в голоцене и в настоящее время зоны – Мурманская, Беломорская и поперечная к ним Центрально-Кольская [1], входящие в систему сейсмолинеаментов Восточной Фенноскандии [2] (рисунок). Дальнейшее освоение известных и малоизвестных фактических данных по молодой тектонике и сейсмичности во флангах Беломорской зоны, в ее пределах и на сопряжении с поперечными структурами, позволяет значительно раздвинуть ее границы. В частности, по-новому оценивается Паанаярвинский сейсмолинеамент (см. рисунок), трассируемый к ЮЗ от Кандалакши в сторону Ботнического залива, что позволяет рассматривать объединенную по динамическим и сейсмическим признакам активную структуру длиной свыше 1000 км как трансрегиональную высшего порядка на всем Европейском Севере. Зона протягивается от Сев. Финляндии к вершине Кандалакшского залива, затем через акваторию Белого моря и далее по долине р. Северная Двина и по ее среднему течению. Она состоит из нескольких секторов (секций), которые различаются не только по геометрическим, в трехмерном пространстве, показателям (типам морфоструктуры), но также по геодинамическим характеристикам, режиму и силе сейсмических проявлений, по таким признакам, как длина сектора, ориентация, морфоструктурная выраженность и кинематика, сейсмичность (режим, наличие сильных исторических землетрясений и признаков мощных палеоземлетрясений, оценка сейсмической опасности). Неодинаковы и неравномерны, от сектора к сектору, с З на В, следующие признаки: ориентировка секторов по странам света, геодинамические силы и па-

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия; shvarev@ifz.ru
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[4] Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), Москва, Россия

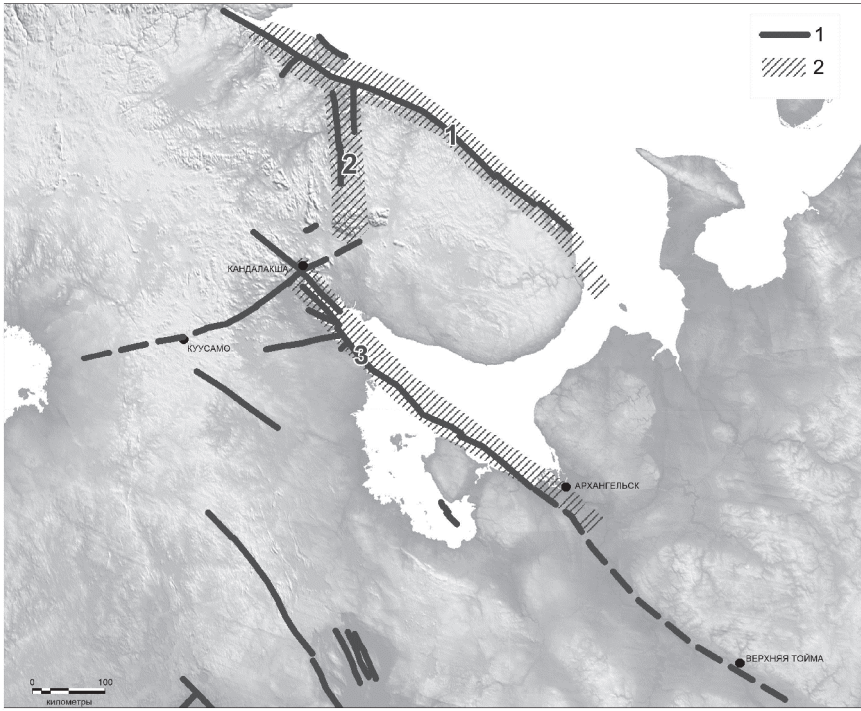


Рисунок. Трансрегиональная активная зона Куусамо-Верхняя Тойма. *1* – сейсмолинеаменты; *2* – крупнейшие параметризованные зоны северо-восточной части Российской Фенноскандии (1 – Мурманская; 2 – Центрально-Кольская; 3 – Беломорская)

раметры, кинематика (разные векторы и сочетания), механизмы очагов землетрясений.

Характеристика секторов по ведущим признакам:

1. Умеренно-активная сейсмически (активность слабых и умеренных событий в текущем времени). 2. Режим редких сильных землетрясений с интервалами >500 и (≥1000) лет. 3. Сравнительно активная сейсмичность в текущее время, в исторический и в доисторический периоды, в широком диапазоне магнитуд. 4. Слабые и редкие землетрясения с интервалами в столетия, сильные землетрясения неизвестны. 5. Условия накопления и разрядки внутри коровых землетрясений неодинаковы, и ослабление сейсмичности к востоку только в самом общем виде (по крайним секциям), а внутри зоны неравномерное.

Мегаструктура имеет два крыла, юго-западное (Куусамо-Княжая губа) – 250 км, и юго-восточное (Кандалакша - пос. Двинской) – 780 км,

с изломом направленности в вершине Кандалакшского залива под тупым углом, где, в сердцевине, возник сложный геодинамический узел. Кандалакшский грабен – наиболее активная и опасная секция –структура, обладающая, в отличие от других, особенностью – земная кора здесь сильно раздроблена, причем разломы и, соответственно, очаги землетрясений ориентированы как продольно, СЗ-ЮВ, так и поперечно, причем первая группа преобладает. Землетрясения в пределах выделяемой мегазоны известны почти во всех секторах, если не по инструментальным записям, то по историческим сведениям и по палеосейсмогеологическим признакам. Но их сила и частота распределены очень неравномерно. Регистрируемая в восточной части региона современная сейсмичность достаточно представительна в отношении пространственного распределения эпицентров [3]. Юго-западный, Куусамский, сектор зоны в Сев. Финляндии проявлял сейсмическую активность во 2-й половине XIX в. в виде серии умеренных и слабых землетрясений. Наиболее изученным стало землетрясение 08.VIII.1926 г., I_0=VI баллов, M=4.6. Макросейсмическое поле, полученное по обработке большого числа пунктов наблюдений, вытянуто в СВ направлении. На противоположном, дальнем, краю выделяемой зоны, в среднем течении р. Северная Двина, сейсмичность совсем слабая. Там теперь известно землетрясение 1829 г. с I_0=VI, M=4.5, с вытянутостью очага к юго-востоку, вдоль Северо-Двинского разлома [4]. Крайняя ЮВ секция выделяемой зоны под долиной р. Сев. Двина определяется как тектонически активная на основании работ Н.И. Николаева, Ю.Г. Шварцмана, В.Г. Трифонова, Д.М. Бачманова и др. с учетом вновь проработанных материалов по землетрясению 1829 г. [4]

Кутовая часть Кандалакшского грабена, с оперяющими структурами меньшего порядка – грабенами Великой Салмы, Чупы, Колвицы, с обрамлением Кандалакшскими, Лувенгскими и Колвицкими тундрами, глубококорневыми плутонами, это сложный тектонический, более того, геодинамический, узел. Действующие здесь горизонтальные и вертикальные силы, резко дифференцированы (высокоградиентны), напряжения переменчивы и, соответственно, их разрядка в виде умеренных и сильных землетрясений. Здесь же сконцентрированы и следы сильнейших голоценовых палеоземлетрясений [5–7], которые фиксируются в виде разрывов в скальных породах, обвалов, блоковых оползней, разрывных, складчатых деформаций в рыхлых отложениях, следов внезапного сейсмогенного разжижения и флюидизации. Разрывы прослеживаются и на морском дне, где, по данным сейсмоакустических работ, фиксируются тектонические нарушения, проникающие из фундамента в голоценовые морские осадки и смещающие их с вертикальной амплитудой, достигающей нескольких метров [8, 9]. Разрывы сопровождают-

ся массовыми гравитационными смещениями. Иными словами, активность здесь наибольшая в пределах всей огромной линейной структуры, да и всего Севера Европейской России. После проработки заново первичных сведений по землетрясениям исторического периода и палеоземлетрясений, – этот вывод становится ключевым в познании геодинамики и долговременной сейсмической опасности всего региона.

Выделение трансрегиональной активной зоны на Севере Европы с характеристиками по секциям позволяет надежно и дифференцированно определять сейсмический потенциал и сейсмическую опасность в крупнейшей сейсмогенерирующей структуры и с большим основанием анализировать вопрос о соотношении сил гляциоизостазии и глобальной тектоники на Европейском Севере.

Литература

1. *Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. и др*. Три активные сейсмотектонические зоны высшего ранга на севере Европейской части России: прогресс-репорт // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 86–92.

2. *Никонов А.А., Шварев С.В*. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. конфер. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Техн. Ин-та СВФУ, 2015. С. 243–251.

3. *Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э. и др*. Современная сейсмичность Беломорского региона // Вулканология и сейсмология. № 1. 2019. С. 36–51.

4. *Никонов А.А., Флейфель Л.Д*. Землетрясение 31.VIII.1829 г. в Архангельской губернии: рассмотрение и уточнение характеристик по первоисточникам // Литосфера. 2019. № 6.

5. *Авенариус И.Г*. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen, 2008. 190 с.

6. *Мараханов А.В., Романенко Ф.А*. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск: Институт экологических проблем Севера, 2014. С. 137–140.

7. *Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А*. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестник МГУ. Сер. География. 2007. № 3. С. 44–48.

8. *Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю*. Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в

формировании покрова современных осадков // Матер. XX Межд. научн. конфер. (школы) по морской геологии. М., 2013. Т. III. С. 237–241.

9. *Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е.* Атлас по интерпретации геофизических данных для морской практики на Белом море. Учебное пособие. М.: «КДУ», «Университетская книга», 2018. 110 с.

С.В. Шварев[1, 2], А.А. Никонов[2], М.В. Родкин[3]

Воттоваара - Западно-Онежский линеамент: признаки и параметры сейсмической активности в голоцене

Представление о Восточной Фенноскандии как недооцененной сейсмической провинции России [1] в последние годы получает подтверждения в связи с новыми находками следов сильной сейсмической активности в позднеледниковье и голоцене. Обобщение имеющихся на данный момент сведений о землетрясениях, полученных с использованием палео-, исторических и инструментальных данных в совокупности с морфотектоническим анализом позволило наметить в Восточной Фенноскандии несколько десятков сейсмолинеаментов [2]. В число крупнейших входит сложная структура северо-западного простирания, вытянутая более чем на 400 км (рисунок, №10), предположительно прослеживаемая от границы с Финляндией на западе до юго-восточной оконечности Онежского озера. Этот линеамент состоит из эшелонированных, кулисно подставляющих друг друга разломных зон, прослеживающихся в рельефе линейно ориентированными озерными котловинами (с З на В: Лексозеро, Нинозеро, Кончозеро), долинами рек (Пенинга, Суна, Семча), береговой зоной Онежского озера (Петрозаводская губа и юго-восточное побережье до с. Щелейки). Сейсмодеформации разного типа на нескольких участках этой структуры отмечались ранее [3–5], однако их принадлежность к ней не идентифицировалась. Для трех ключевых участков этой структуры («Воттоваара», «Гирвас» и «Рыбрека») проведены оценки параметров землетрясений, основанные на изучении сейсмогенных эффектов в скальном субстрате и рыхлых отложе-

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия; shvarev@igras.ru
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[3] Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

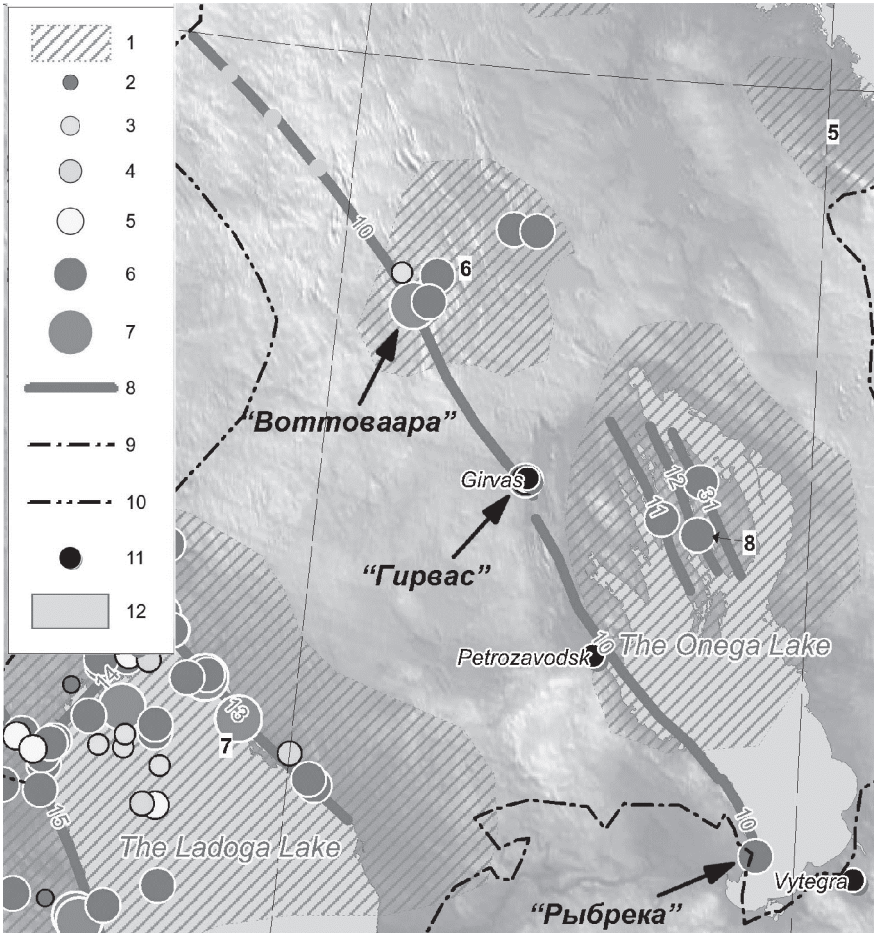


Рис. 1. Воттоваара – Западно-Онежский сейсмолинеамент.
1 – зоны с массовыми проявлениями палеосейсмогенных деформаций [3]; *2–7* – эпицентры исторических и палеоземлетрясений (с использованием данных FEN-CAT и каталога А.А. Никонова); *8* –сейсмолинеаменты, по [2], с изменениями]; *9, 10* – границы (России и Карелии); *11* – крупные населенные пункты; *12* – водоемы

ниях с применением шкалы INQUA, а также методики расчета массовых скоростей смещенных скальных отдельностей для реконструируемых палеосейсмических событий [6].

1. Северная часть сейсмолинеамента – участок «Воттоваара». Комплекс сейсмодеформаций распространен на площади нескольких квадратных километров и приурочен к вершине горы Воттоваара (417 м),

где расположена котловина с характерными признаками сильной сейсмичности – открытыми трещинами, зонами дробления, обвалами, подброшенными вверх и отброшенными по латерали валунами и глыбами. Ранее проведенными исследованиями [7] был предложен механизм образования котловины в результате сейсмического встряхивания и установлен предполагаемый возраст события (^{14}C 8920±60 л.н. (SU - 2824) – по катастрофическому спуску озера, располагавшегося в центре котловины и дренированному в результате землетрясения (по открывшимся каналам стока). Нами установлено [8]: 1) формирование котловины на вершине г. Воттоваара имеет полигенное и полихронное происхождение – оно связано с периодическим (меж- и послеледниковым) сейсмогенным дроблением скального субстрата и выносом материала ледником; 2) в поздне- и послеледниковое время активизация разломов происходила также неоднократно; 3) в качестве активизированных дизъюнктивных деформаций выступают разрывы СЗ-простираний, главным из которых является обновленный протерозойский разлом с $Аз_{пр}$ 330°; 4) активизированный разлом имеет правосдвиговую кинематику; 5) интенсивность последнего крупного сейсмического события, которое произошло 7980–8230 кал. л.н. составляет IX–X баллов, при вероятной магнитуде 7.5–8.0.

2. Центральная часть сейсмолинеамента – участок «Гирвас». Сейсмогенные деформации здесь сосредоточены в основном по долине р. Суна и затрагивают её скальное ложе и борта. Поскольку долина здесь резко асимметрична с отвесным, высотой более 15 м, левым бортом и пологим со сглаженными ступенями правым, то для первого в большей степени характерны сейсмогравитационные обвалы, выколы из вертикальной стенки и боковое выбивание блоков из основания, а для второго – трещины с латеральным или вертикальным, или наклонным (часто вверх) смещением оторванных глыб. Зона сейсмодеформаций прослеживается ниже по течению, вплоть до осушенного ныне водопада Гирвас, характерная СЗ-ориентировка ($Аз_{пр}$ 340°) и высота уступа которого свидетельствуют о заложении по разлому с вертикальной амплитудой смещений до 5–7 м. Основные подвижки по разлому произошли еще до последнего оледенения, поскольку уступ и сопряженные участки дна долины несут ледниковую штриховку и следы интенсивной водно-ледниковой обработки (эворзионные котлы). В постледниковое время происходило только обновление этой структуры, о чем свидетельствуют открытые трещины «свежего» облика с острыми гранями и глыбовый материал (до 2–4 м в поперечнике) со следами подбрасывания. Вертикальная (вверх) составляющая весьма характерна в целом для этого участка. Экстремальным её проявлением является отрыв верхней части скального массива левого борта долины от уровня около 3–4 м

над днищем по горизонтальной трещине. Толщина–подброшенного «слоя» достигает 10 м, а объем, по-видимому, не менее 20–30 тыс. м^3. Образовавшаяся при отрыве горизонтальная щель шириной 2–3 см заполнена отколотыми плитками, а вышележащий блок смещен также и по латерали на 2 см. На участке «Гирвас» устанавливается: 1) полихронность сейсмической активности (до- и постледниковая); 2) основная генерирующая структура СЗ-простирания; 3) взбросово-сдвиговая кинематика; 4) интенсивность последнего постледникового сильного события IX–X баллов.

3. Южная часть сейсмолинеамента – участок «Рыбрека»

Для ЮЗ-обрамления котловины Онежского озера характерно развитие серии вертикальных уступов на склоне Шокшинской структурно-денудационной гряды. Происхождение их более 50 лет назад было интерпретировано как неотектоническое [9]. Наличие ледниковой штриховки на уступах свидетельствует о преимущественно доледниковом их развитии. Однако присутствуют характерные признаки также и послеледникового сейсмического обновления: 1) открытые трещины; 2) сейсморвы; 3) выколы; 4) обвалы с отбросом от стенки; 5) «косые» обвальные шлейфы. Направленность блоковых смещений вдоль уступов к северу свидетельствует о сдвиговой кинематике. Кроме следов землетрясений в коренном субстрате здесь обнаружены деформации рыхлых отложений в голоценовой 2.5-метровой озерной террасе [10]. К ним относятся следы интенсивного переотложения и размыва озерных отложений в теле 2–3-метровой террасы, связанные с сейсмогенным воздействием по типу цунами. Возраст переотложенных песков и мелкого гравия 4.5±0.4 т.л.н. (RLQG 2506-058). Выше по разрезу обнаружены текстуры разжижения (liquefaction) в виде тонких песчано-супесчаных прослоев, прорванных снизу вертикальными каналами с песчаным заполнением. Ранее здесь же был описан гидролакколит [5]. На большом протяжении вдоль берегового уступа террасы обнаружены следы флюидизации. Возраст перекрывающих отложений 720±70 лет (^{14}C) (ИГАН 5118), что определяет минимальный возраст деформаций (1270±50 кал. л.н.). На основании вышесказанного на участке «Рыбрека» устанавливается: 1) полихронность сейсмической активности (до- и постледниковая); 2) основная генерирующая структура СЗ-простирания; 3) сдвиговая составляющая в кинематике сейсмогенерирующего разлома; 4) возраст последнего сильного сейсмического события 4.5±0.4 т.л.н.

Выводы: в центральной части Восточной Фенноскандии на трех участках детализированы параметры сейсмолинеамента СЗ простирания, протяженностью более 400 км, активного в меж- и постледниковье, вплоть до среднего голоцена, с интенсивностью сотрясений до IX–X

баллов и магнитудами палеоземлетрясений до 7.5–8.0. Этот линеамент является частью системы линеаментов, предварительно выделенных в этом регионе [2].

Литература

1. *Никонов А.А.* Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и её обрамления // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 465–469.
2. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Технического института СВФУ, 2015. С. 243–251.
3. *Лукашов А.Д.* Геодинамика новейшего времени / Под ред. Н.В. Шарова. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 150–191.
4. *Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С.* О новейших разрывах и палеосейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. С.1–15. DOI: 10.17076/geo549
5. *Зыков Д.С.* Об активных структурах и вероятных палеосейсмодеформациях в Карелии // Геоморфология. 1997. № 3. С. 58–62.
6. *Rodkin M.V., Nikonov A.A., Shvarev S.V.* Seismic impact estimation from data on deformations and displacements in rock massifs // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. N 3. P. 203–237. doi:10.5800/GT-2012-3-3-0072.
7. *Демидов И.Н., Лукашов А.Д., Лаврова Н.Б. и др.* Палеоэкология и палеосейсмология района горы Воттоваара (Западная Карелия) в позднe- и послеледниковье // Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли: Тез. докл. Междунар. симпоз. 27–31 авг. 1998 г. Петрозаводск, 1998. С. 28–30.
8. *Шварев С.В., Родкин М.В.* Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара (Средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 2. С. 35–60.
9. *Бискэ Г.С.* Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское книжное издательство, 1961. С. 32–42.
10. *Shvarev S.* Traces of postglacial seismic activity in the bedrock and unconsolidated sediments on the south-western shore of Lake Onega // Lateglacial - Interglacial transitions: glaciotectonic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes. Petrozavodsk, 2018. P. 15–18.

В.И. Шевченко[1], А.А. Лукк, Т.В. Гусева

Миф или реальность – автономное (неплейттектоническое) складко- и надвигообразование в земной коре?

Основа ведущей современной плейттектонической концепции – представление о разделении земной коры/литосферы на серию латерально перемещающихся больших литосферных плит, мезо- и микроплит, блоков, глыб и т.п. **дискретных** элементов структуры земной коры/литосферы. Кинематика основных плит надежно выявлена в результате современных геодезических, в первую очередь, GPS-измерений.

В рамках плейттектонической концепции подвижные пояса (Альпийско-Индонезийский, Урало-Монгольский и другие этого же типа), а также подвижные сооружения (например, Большой Кавказ) рассматриваются как области, состоящие из микроплит, блоков, глыб коры/литосферы [4], сгруженных и спрессованных при сближении смежных крупных литосферных плит. Это представление не отвечает геологическим данным. Например, в средиземноморской части Альпийско-Индонезийского пояса отчетливо выделяются Внутренняя (срединные массивы), облекающие ее две Внешних (флишевая и неритовая) и ряд других структурно-фациальных зон [1, 2]. Они без разделения на блоки, глыбы прослежены на всем протяжении пояса от Гибралтарского перешейка до Индонезии [8, 13]. Подвижные пояса и сооружения – это самостоятельные **связные** элементы структуры земной коры. Они существуют наряду с упомянутыми **дискретными** элементами – плитами, блоками.

Согласно плейттектонической концепции формирование сложной складчато-надвиговой структуры подвижного пояса или отдельного сооружения связано со сближением смежных крупных плит. При этом сближении ширина пояса или сооружения (например, Большого Кавказа) неизбежно должна уменьшиться. Современное сближение смежных с Кавказом Евразиатской и Аравийской плит зафиксировано геодезическими GPS-измерениями [15, 16 и мн.др.]. Однако те же GPS-измерения на территории самого Большого Кавказа и, особенно, на территории осетинской его части выявили не уменьшение, а значимое, на несколько мм/год увеличение его ширины [10, 13].

Этот результат, несомненно, может быть расценен как следствие явной ошибочности упомянутых GPS-измерений, требующих, вследствие этого, квалифицированной перепроверки.

[1] Институт физики Земли РАН, Москва, Россия; shevch@ifz.ru, lukk@ifz.ru, guseva@ifz.ru

В связи с таким предположением необходимо отметить, что вызывающее сомнение увеличение ширины Большого Кавказа было выявлено при представлении результатов его GPS-измерений в местной системе координат. Если же рассмотреть те же самые результаты не в местной, а в обычно используемой общеземной системе координат ITRF (врезка на рисунке), то оказывается, что они вполне соответствуют тому, что изображено на смежной околокавказской, причерноморской части общепринятой глобальной схемы векторов скоростей, представленной в той же системе координат ITRF (рисунок). В этой системе координат смещения станций и пунктов GPS-измерений на территории Осетии устойчиво равны 27–30 мм/год в ВСВ (58–75º) направлениях [6]. Это означает, что территория Осетии (и, разумеется, Большого Кавказа в целом) перемещается так же, как и смежная Евразиатская плита. Из этого соответствия следует, что упомянутые GPS-измерения на территории Большого Кавказа были проведены на д***о***лжном качественном уровне. Это позволяет при анализе геодинамики региона опираться на полученные (в местной системе координат) данные об увеличении в процессе тектогенеза ширины Большого Кавказа и не считать эти результаты заведомо ошибочными.

В ходе выполненных нами геологических, сейсмологических и геодезических исследований Таджикской депрессии и смежных частей Памира и Тянь-Шаня, Большого Кавказа, Провинции Бассейнов и Хребтов (США), а также (по литературным материалам) средиземноморской-малокавказской и индонезийской частей Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и Урала [3, 5, 7–14] было установлено, что хотя эти элементы тектонической структуры Земли сформировались (по крайней мере, некоторые из них) и ныне находятся (все перечисленные) в условиях преобладания напряжений субгоризонтального сжатия, ориентированного вкрест их простирания, их ширина, в то же время, как и на Большом Кавказе, не сокращается, а увеличивается.

Совместный анализ результатов геологического картирования, сейсмологических наблюдений и геодезических измерений позволил придти к выводу, что разрешить это противоречие можно, если предположить, что образование этих тектонических структур связано не с их сужением в результате приложенного к ним внешнего сжатия, а с активным увеличением объема (и, в том числе, площади) слагающих их толщ слоистых горных пород. Это увеличение предположительно вызвано поступлением в эти породы дополнительного минерального материала в ходе привноса последнего восходящими флюидными потоками из низов коры и/или мантии. Не умещаясь в результате этого на ранее занимаемой территории, слоистые породы сминаются в складки, рассекаются надвигами и взбросами, выплескиваются из прогибов в

виде надвигов и покровов на смежные поднятия. Из этого следует, что необходимо, в дополнение к общепринятому взаимодействию литосферных плит, как источнику тектогенеза, предположить существование самостоятельного, широко распространенного автономного процесса тектогенеза для объяснения строения и геодинамики подвижных поясов и сооружений.

Литература

1. *Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.

2. *Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г. и др.* Тектоническая карта Средиземного моря. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1994.

3. *Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И.* Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47–54.

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

5. *Лукк А.А., Шевченко В.И.* Роль локальных процессов тектогенеза в деформировании слоистых пород Таджикской депрессии // Физика Земли, 2004. № 11. С. 5–25.

6. *Милюков В.К., Миронов А.П., Стеблов Г.М. и др.*. Современные горизонтальные движения основных элементов тектонической структуры осетинской части Большого Кавказа по GPS измерениям // Физика Земли. 2015. № 4. С. 68–80.

7. *Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 160 с.

8. *Шевченко В.И.* Средиземноморье–Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции. // Бюл. МОИП. 2005, Отд. геол. Вып. 4. С. 21-29.

9. *Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Геология, геодезия, сейсмичность Большого Бассейна (Провинция Бассейнов и Хребтов) // Физика Земли. 1996. № 9. С. 3–27.

10. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.

11. *Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т.* Суматранское землетрясение 26.12.2004 г. – проявление неплейттектонического процесса в литосфере // Физика Земли. 2006. № 12. С. 55–76.

12.*Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Е.* Современная геодинамика Средиземноморской–Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса // Физика Земли, 2014. № 1. С. 40–58.

13.*Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Автономная и плейттектоническая геодинамики некоторых подвижных поясов и сооружений. М.: ГЕОС, 2017. 612 с.

14. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Добровольский И.П., Крупенникова И.С., Лукк А.А,* Автономная (неплейттектоническая) геодинамика Пиренеев // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 1. С. 77–108.

15. *Heflin M., Moore A., Murphy D. et al*. GPS Time Series. 2004. http:sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html

16. *Sella G.F., Dixon T., Mao A*. REVEL: a model for resent plate velocities from space geodesy // Journal Geophycal Research. 2002. V. 107. № B4. P. ETG11 1-32.

А.П. Шиловский[1]

Тектоническое строение Московского осадочного бассейна – определяющий фактор нефтегазоносности региона

Тектонические факторы являются определяющими при создании условий формирования практически любого типа ловушек углеводородов в осадочных бассейнах нашей планеты.

В качестве примера влияния тектонических аспектов на нефтегазоносность древнего осадочного бассейна можно выбрать огромную территорию (более миллиона км^2) на западе европейской части РФ, включающую в том числе Московскую и Мезенскую синеклизы. Вся эта территория после первых неудачных попыток поисков и разведки нефти и газа (было выполнено бурение менее 200 скважин), хотя и имелись многочисленные признаки нефтегазоносности региона, была отнесена к разряду бесперспективных и все геологоразведочные работы были свернуты. Однако, анализ геологических данных и результатов бурения (хотя и очень малочисленных и разрозненных) выполненных в предшествующие годы показал несоответствие этих фактических данных геологической модели территории, построенной на основании авлакогенной гипотезы процесса осадконакопления в регионе [1], на основании которой строилась стратегия геологоразведочных работ. Как известно, в последние десятилетия при отсутствии опорного параметрического бурения для геологических построений очень часто прибегают к сейсмическим результатам без необходимой оценки компетенции последних.

[1] Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; ashilovsky08@gmail.com

Данные сейсмических исследований любой модификации сами по себе не являются источником однозначного решения обратной задачи и представляют собой материал для последующей геологической интерпретации только в варианте временных разрезов. Глубинный сейсмический разрез не может использоваться для последующей переинтерпретации, т.к. сам является продуктом интерпретации (в рамках той или иной геологической модели, использованной при построении глубинного разреза).

Критический анализ фактических данных и в первую очередь результатов геофизических исследований, показавший ошибочность важнейших выводов, полученных при формальном подходе к интерпретации [2], позволил обосновать совершенно новую гипотезу процесса осадконакопления региона, охватывающего как Московскую и Мезенскую синеклизы, так и сопредельные территории Волго-Уральской антеклизы, объединяемые в единый Московский осадочный бассейн [1]. Принципиальной особенностью Московского осадочного бассейна согласно этой гипотезе является присутствие в осадочной толще траповых образований вендского и нижнедевонского возраста (являющимися следствием каледонской фазы тектогенеза в регионе), затрагивающие огромные площади (рис. 1). Выделение зон распространения траппов в осадочной толще региона делалось на основе анализа фактических данных. В разрезе траппы представляют собой как бы огромный гриб, состоящий из кристаллических пород основного состава (долерит), многочисленные «ножки» которого «пронизывают» архейский пенепленизированный кристаллический фундамент кислого состава (гранитогнейсы) (рис. 2). Трапповые покровы, «накрывая» обширные зоны, создают благоприятные условия как для генерирования углеводородов из органического вещества, которое присутствует, например, в редкинской свите венда, под воздействием повышенного за счет экранирования теплового потока, так и для их накопления и сохранения в различного типа локальных ловушках. При этом «излишние» углеводороды, руководствуясь тектоническим напряжением, мигрируют в зоны, свободные от распространения трапповых формаций (выглядящие в плане как протяженные вытянутые геологические тела – на этом собственно и основывалась авлакогенная гипотеза), где обнаруживаются в виде различных проявлений нефтегазоносности или, даже, формируя небольшие тектонически-экраннированные местоскопления типа Даниловской залежи.

Простейшие очень осторожные оценки показывают, что подтраповое пространство в пределах Московского осадочного бассейна может содержать сосредоточенные углеводородные ресурсы в объеме превышающие 1.5–2.0 млрд т.н.э.

Рис. 1. Распространение трапповых формаций в пределах Московского осадочного бассейна: косой штриховкой выделены зоны распространения трапповых формаций, излившихся практически на вендские отложения; квадратной штриховкой – на отложения нижнепалеозойского возраста. Пирамидками показаны места либо нефтегазопроявлений при бурении, либо нефтяные месторождения

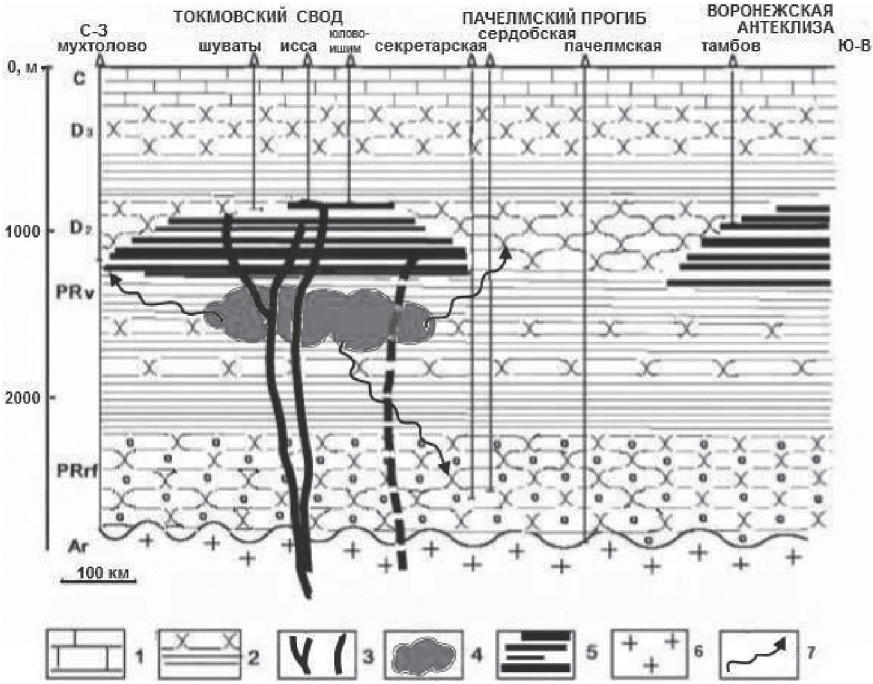


Рис. 2. Пример разреза осадочного чехла Московского осадочного бассейна: *1* – известняки; *2* – фундамент архейского возраста; *3* – каналы поступления магматического вещества в трапповые формации; *4* – возможная зона генерации углеводородов; *5* – трапповые формации; *6* – гранитогнейсовый; *7* – пути миграции углеводородов песчаники, алевролиты и глины

Литература

1. *Шиловский А.П.* Резервы нефтегазодобывающей промышленности России // Нефтяное хозяйство. 2015. № 3. С.48–50.

2. *Шиловский А.П.* Проблемы интерпретации геофизических данных в пределах Московско-Мезенского осадочного бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 12. С. 42–48.

Э.В. Шипилов[1]

Тектоника и геодинамика Хатангско-Ломоносовской зоны разломов

Выяснение взаимоотношений Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с Лаптевоморской континентальной окраиной является одним из нерешенных вопросов тектоники Арктического океана. Очевидно, что становление хребта неразрывно связано с геодинамической эволюцией Евразийского спредингового бассейна. Однако, несмотря на появление значительного объема новых геолого-геофизических данных, проблема перемещения хребта Ломоносова в процессе раскрытия Евразийского бассейна, остается предметом острых дискуссий.

В силу недостаточной геолого-геофизической изученности тектонические реконструкции и трактовка различных версий геодинамических моделей эволюции еще далеки от окончательного решения проблемных вопросов.

Представляется, что ответы на многие из этих вопросов может дать изучение строения Хатангско-Ломоносовской зоны разломов (ХЛЗ) (рис. 1). Первоначально, в отсутствие геофизических данных, эта зона была выделена нами как линеамент при оптической обработке батиметрической карты [1] и позднее названа автором Хатангско-Ломоносовской [4].

Материалы геофизические исследований последних лет и их интерпретация подтвердили [2, 3] адаптированость этой зоны к полосе сочленения Лаптевоморской континентальной окраины со структурами глубоководного ложа океанического бассейна и показали, что она представлена системой эшелонированных или кулисообразно расположенных субпараллельных разломов различной амплитуды и кинематики и обладает шириной порядка ~ 20–30 км.

На фрагменте сейсмического разреза (рис. 1) [3], расположенного в западной части моря Лаптевых, на выходе из Хатангского залива, и пройденного вкрест простирания рассматриваемой зоны разломов, зафиксирована веерообразная система нарушений шириной ~ 25 км (рис. 1). Она осложняет вершину ступенеобразного поднятия на борту Западно-Лаптевского рифтового бассейна серией обратных сбросов. Запечатленная тектоническая ситуация по всем признакам отражает сдвиговый характер этого отрезка ХЛЗ. Такая картина весьма характерна для сдви-

[1] Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия; shipilov@pgi.ru

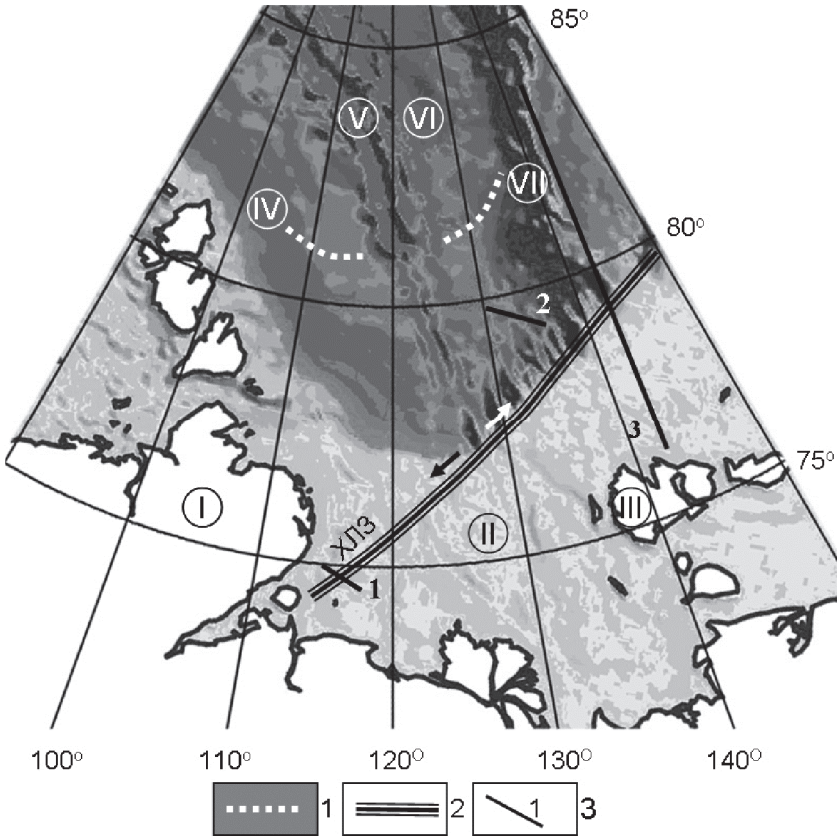


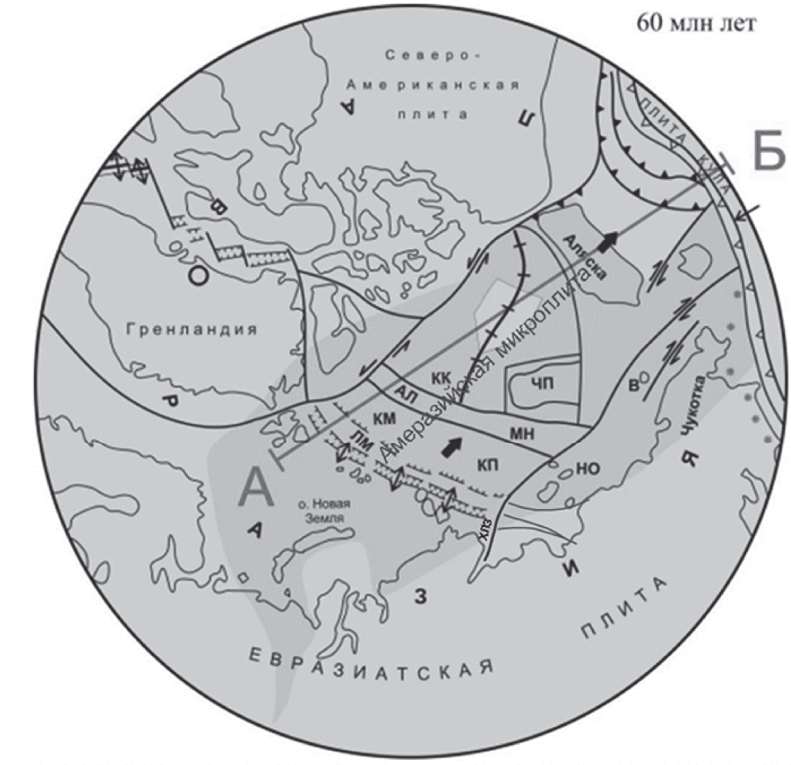
Рис. 1. Схема основных структурно-геоморфологических элементов и расположение профилей сейсмических разрезов [3]: *1* – граница, за которой южнее регулярные линейные магнитные аномалии не прослеживаются (кроме продолжения хр. Гаккеля), *2* – ХЛЗ, *3* – положение использованных сейсмических разрезов. Стрелки – кинематика перемещений по ХЛЗ. Цифры в кружках: I – Таймыр, II – шельф моря Лаптевых, III – острова Новосибирского архипелага; Евразийский бассейн: IV – котловина Нансена, V – хребет Гаккеля, VI – котловина Амундсена, VII – хребет Ломоносова

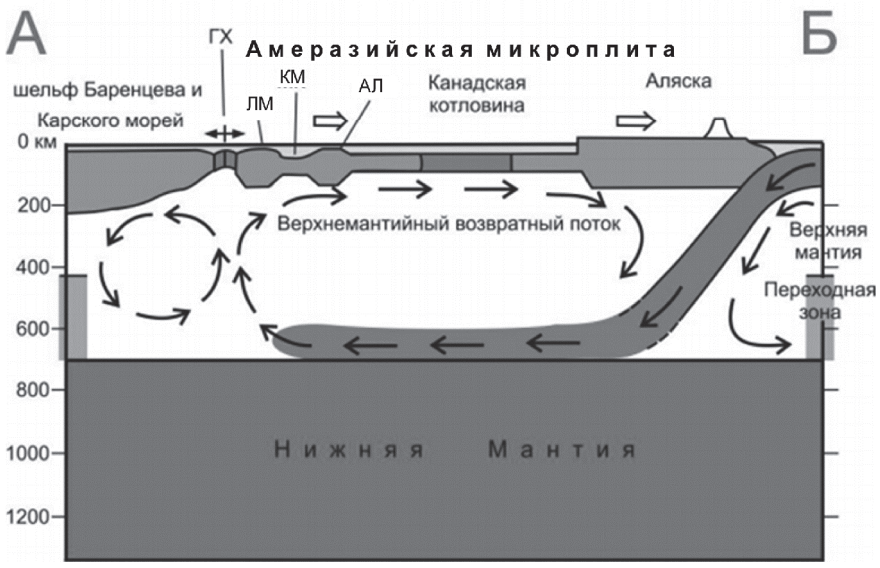
гов в земной коре и отражает верхнюю часть цветковой структуры нарушений. О сдвиговой природе разломов свидетельствуют изменения мощности в коррелятивных стратиграфических комплексах на различных структурных уровнях и изменения гипсометрических отметок фундамента по обе стороны разломов.

Далее на северо-восток ХЛЗ тянется в полосе, тяготеющей к бровке шельфа и несколько смещенной к склоновой части окраины, обращенной в котловину Амундсена, где она наиболее четко маркируется аномалиями в потенциальных геофизических полях. Имеющийся здесь сейсмический разрез (рис. 1) [3] несколько не доходит непосредственно до зоны ХЛЗ, но, судя по всему, находится в зоне ее влияния. Он освещает строение осадочного чехла и фундамента, залегающего под нижней частью склона, подножьем и юго-восточным краем котловины Амундсена. На разрезе достаточно отчетливо запечатлена система ступенчатых сбросов континентального фундамента, сменяющегося в котловине сооружениями структур океанического типа, вероятно связанных с наиболее молодой фазой спрединговых процессов. Поверх блоков, судя по волновой сейсмической картине, распространены потоки базальтоидных образований, они же присутствуют в перекрывающем синрифтовом комплексе отложений. Учитывая положение базальтоидов в подошве отложений при общей мощности осадочного чехла 6–7 км, скорее всего их возраст можно оценить как меловой (апт-альбский?). Магматизм аналогичного возраста известен на поднятии Де-Лонга и в Анжуйско-Новосибирском рифте.

На сейсмическом разрезе А-7 (рис. 1) [3] положение ХЛЗ достаточно однозначно определяется по нарушенной структуре волнового поля в интервале 360–390 км, связанных с ним графикам аномалий естественных физических полей и желобообразному углублению в рельефе дна. Именно к этой зоне разломов приурочен резкий перепад и раздув мощности проградационных комплексов кайнозоя, продвижение которых отмечается в северном направлении. Общая мощность отложений здесь, включая меловые, достигает порядка 8 км.

Довольно сложная ситуация наблюдается в низах осадочного чехла, представленного меловыми толщами и характеризующими собственно отложения Северного (Северо-Лаптевского) прогиба. Касаясь его тектонической природы и позиции, как пограничной структуры, следует заметить, что, по существу, это типичный пример рифтогенного бассейна «зажатого» межу сброшенными блоками акустического фундамента континентальной окраины, – с одной стороны, и хребта Ломоносова, – с другой. Ширина этого бассейна по профилю А-7 составляет около 200 км. В его срединной части в рельефе поверхности акустического фундамента и низов осадочного чехла выделяется структура с ясно выраженным V-образным сечением, глубиной 1.5–2.0 км. Плечевые уступы образованы серией ротационных блоков. Положение ХЛЗ однозначно отражено в рельефе дна в виде желобообразного углубления, свидетельствуя об унаследованности новейших структурообразующих процессов.


60 млн лет
Северо-
Американская
плита
А
Б
Гренландия
Аляска
Америзийская микроплита
ЧП
КК
АЛ
КМ
ЛМ
МН
КП
НО
ВО
Чукотка
о. Новая
Земля
ЕВРАЗИАТСКАЯ
ПЛИТА


А
Б
ГХ
Америзийская микроплита
шельф Баренцева и
Карского морей
КМ
ЛМ
АЛ
Канадская
котловина
Аляска
0 км
200
400
600
800
1000
1200
Верхнемантийный возвратный поток
Верхняя
мантия
Переходная
зона
Нижняя Мантия

← **Рис. 2.** Палеогеодинамическая реконструкция для Арктики на 60 млн лет и разрез (по профилю А-Б) глубинной геодинамической модели верхнемантийной конвективной ячейки, сопряженной с Тихоокеанской зоной субдукции, объясняющей раскрытие Евразийского бассейна [2, 3].
АЛ – хребет Альфа, В – о. Врангеля, ГХ – хребет Гаккеля, КК – Канадская котловина, КМ – котловина Макарова, КП – котловина Подводников, ЛМ – хребет Ломоносова, МН – хребет Менделеева, НО – Новосибирские о-ва, ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов, ЧП – Чукотское поднятие

Судя по отражениям, указывающим на деформированность раннемеловых отложений, бассейн подвергался компрессионному воздействию в среднемеловое время. Вместе с тем, между разломами ХЛЗ в отложениях просматриваются достаточно заметные амплитудные складки, что, в свою очередь, дает основание для вывода об их транспрессионном происхождении.

Таким образом, ХЛЗ представляет собой геодинамическую границу с комбинированной кинематикой. Судя по тектонической позиции, унаследованности, протяженности и эшелонированности звеньев этой зоны, можно говорить о ее непрерывно-прерывистом характере развития. По нашим представлениям аналогичная характеристика присуща сдвиговой зоне разломов [6, 7] на гренландско-канадском ограничении хребта Ломоносова. Реализация движений по этим двум зонам обозначила переход к новой блоковой структуре литосферы с обособлением на этом этапе Амеразийской микроплиты в Арктическом регионе [2, 3] (рис. 2). Начало проявления правосдвиговых перемещений по ХЛЗ, скорей всего, можно соотнести с позднемеловым–раннепалеогеновым отрезком, который связан с отколом хребта Ломоносова от Баренцево-Карско-Лаптевской окраины в процессе рифтинга на стартовом этапе зарождения Евразийского бассейна. По результатам бурения скв. ACEX это событие завершилось в интервале ~ 65.5–56.2 млн лет назад и ознаменовалось на хребте Ломоносова эрозией отложений, что отмечено в разрезе посткампанским–предпозднепалеоценовым несогласием [5]. После этого начался спрединг в формирующемся Евразийском бассейне, в процессе которого хребет Ломоносова испытывал погружение ниже уровня моря вплоть до среднего эоцена. Выведение хребта Ломоносова вновь на уровень моря или выше, также сопровождалось его сдвигом в течение наиболее длительного (~ 26 млн лет [5]) предмиоценового перерыва. По всем признакам растяжение земной коры и сбрососбразование в южном фланге хребта Ломоносова, возможно с некоторым сдвигом, произошло в конце предмиоценового перерыва в осадконакоплении. После чего Амеразийская микроплита вошла в состав Североамериканской плиты. Эти события сопровождались ультрамедленным

спредингом и продвижением осевой зоны спрединга в южный сегмент Евразийского бассейна, основание которого представлено ротационными блоками трансформированной континентальной коры.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012.

Литература

1. *Головачев Э.М., Шипилов Э.В.* Линеаментные зоны моря Лаптевых // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 106–108.

2. *Шипилов Э.В., Лобковский Л.И.* Тектоно-геодинамические трансформации литосферы Амеразийского бассейна в кайнозое // ДАН. 2012. Т. 445. № 6. С. 663–669.

3. *Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И.* Хатангско-Ломоносовская зона разломов: строение, тектоническая позиция, геодинамика // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 47–61. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-3-47-61.

4. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.* Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 281–284.

5. *Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic coring expedition sediments from the Lomonosov ridge // Paleoceanography. 2008. V. 23. P. 3–18.

6. *Dinkelman M.G., Kumar N., Helwig J., Emmet P., Granath J.* Highlights of Petroleum and Crustal Framework of the Beaufort-Mackenzie Basin: Key Results from BeaufortSPAN East Phases I and II Surveys // Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG). Recorder. 2008. V. 33. N 9. P. 22–25.

7. *Helwig J., Kumar N., Dinkelman M.G., Emmet P.* Three segments of the Arctic Continental Margin, Beaufort Sea, Canada: Deep Seismic Profiles of Crustal Architecture // Abstract presented at GeoCanada, 2010, May 10–14. Calgary, Canada, 4 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Куриленко В.С. О связи ареалов нефтегазонакопления с «трубами» дегазации земли в Припятско-Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции 3
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беленович Т.Я. Современная геодинамика Норвежско-Гренландского бассейна 8
Кушманова Е.В. Состав и геодинамические условия формирования кристаллических сланцев неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (Приполярный Урал) 13
Латышев А.В., Чмерев В.С., Зайцев В.А., Сальная Н.В. Реконструкция направлений транспорта магмы при внедрении пермо-триасовых интрузий долины р. Котуй по данным анизотропии магнитной восприимчивости 16
Лебедев И.Е., Усанова О.И., Фадеева Т.И., Пасенко А.М., Гаврюшкин Д.А. Новые палеомагнитные данные по Центрально- и Восточно-Чукотским сегментам Охотско-Чукотского вулканического пояса 21
Левашова Н.М., Голованова И.В., Рудько С.В., Данукалов К.Н., Рудько Д.В., Сальманова Р.Ю. Сколько может быть состояний у магнитного поля Земли? 25
Левшунова С.П. Неотектонические аспекты нефтегазоносности юго-востока Восточно-Европейской платформы 29
Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Лейер П. Геодинамические обстановки формирования комплексов Вельмайского террейна (Восточная Чукотка) 32
Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Бакеев Р.А., Лаврушина Е.В., Стефанов Ю.П. Инфраструктура и тектоника фундамента динамических осадочных бассейнов – геологические примеры, моделирование 35
Летникова Е.Ф., Летникова А.Ф., Иванов А.И. Ранненеопротерозойский этап вулканической активизации в северо-западной части Сибирской платформы (Туруханское поднятие): свидетельство в осадочной летописи нижнетунгусской (боровой) свиты 40

Лиханов И.И. Гранитоидный анорогенный магматизм западной окраины Сибирского кратона, как свидетельство распада докембрийских суперконтинетов 45
Ломакин И.Э., Покалюк В.В., Кочелаб В.В. Линеамент Карпинского – структурный элемент древнего регматогенного тектонолинеаментного каркаса Евразии 48
Лунина О.В., Гладков А.А., Денисенко И.А. Сейсмогенные разрывы западного побережья озера Байкал: проблемы и перспективы изучения 51
Лучицкая М.В., Моисеев А.В. Гранитоиды и дайковые комплексы мыса Святой Нос, Верхояно-Колымская складчатая область, Лаптево-Восточно-Сибироморский регион: новые U-Pb SIMS данные по цирконам, петро-геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования 56
Магомедов Р.А. Современная геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа 62
Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Пикулик Е.А. Современная геодинамика и неотектоника центральной части Русской равнины 67
Мануилова Е.А. Новейшая тектоника и нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты 72
Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния в зоне Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) 76
Маслов А.В., Подковыров В.Н. Осадочные породы рифтогенных и коллизионных обстановок на различных палеогеодинамических диаграммах 80
Маслов В.А. Докембрийская эволюция и структура Рукерской гранит-зеленокаменной области Восточно-Антарктического кратона 83
Минц М.В. Геодинамическая эволюция докембрийской литосферы на примере Лавроскандии 88
Михальский Е.В. История и геодинамические особенности формирования докембрийского Антарктического щита в свете новых геологических и геохронологических данных 93
Моисеев А.В. Возраст и обстановки формирования вулканогенно-осадочных пород мыса Святой Нос (Лаптево-Сибироморский регион) 97

Монгуш А.А. Базальтовый и офиолитовый магматизм начальной стадии эволюции зоны субдукции: краткий обзор проблемы, пример палеоструктуры 102
Непеина К.С., Юнусов А.И. Проявление глубинных структур литосферы Тянь-Шаня в современных геодинамических процессах 107
Низовцев В.В. Горячее происхождение планет, космохимия и ротационный фактор 111
Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Фрейман С.И., Родина Е.А. Типы современных пассивных континентальных окраин и проблема механизма формирования поднятия Альфа-Менделеева в Арктическом океане 116
Николаева С.Б. Деформации осадочного чехла восточной Фенноскандии: геодинамические и сейсмотектонические аспекты 121
Носова А.А., Волкова Г.Д., Возняк А.А., Сазонова Л.В., Юткина Е.В., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г. Новые данные о тектоно-термальной активности во внутренней части Восточно-Европейского кратона в период формирования авлакогенов 1.5–1.4 млрд лет назад 125
Олейник Е.П., Мачулина С.А. Типы дизъюнктивных нарушений, сопровождающие соляные структуры Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью 129
Павлова Т.А., Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионов А.Н. Состав и возраст Токмовского гранит-зеленокаменного блока Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: результаты предварительных исследований 134
Паланджян С.А. Новая интерпретация террейнов хребта Пекульней (крайний северо-восток Азии): магматизм границы скольжения между Чукоткой и Палео-Пацификом в титоне–валанжине 137
Палечек Т.Н. Тектоностратиграфия мезозойских образований Корякского нагорья 141
Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А. Реология и геометрия плюмов в литосферно-астеносферном диапазоне: результаты новых экспериментов 144

Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И. Среднедевонский внутридуговый рифтогенез в Тагильской палеоостроводужной системе на Северном Урале 149
Пилицына А.В., Третьяков А.А. Новые данные о возрасте метаморфизма высокобарических гранулитов Жельтавского террейна (Южный Казахстан) 153
Плюснин А.В., Гёкче М.И. Первые данные об обнаружении импактной структуры на поверхности фундамента юга Сибирской платформы (кратер Непский-1) 157
Подурушин В.Ф. Мантийные воронки и их влияние на тектонику литосферных плит 162
Попков В.И., Попков И.В. Литодинамические комплексы палеозоя запада Туранской плиты 166
Правикова Н.В., Никишин А.М., Старцева К.Ф. Этапы тектонической истории инверсированного Пегтымельского рифта на шельфе Чукотского моря 171
Праслов Е.А., Косевич Н.И., Дёмина Л.И. Новейшие структуры северо-западной части полуострова Таймыр 173
Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Тектоническая эволюция Нарынско-Атбашинского внутригорного бассейна Тянь-Шаня: отражение стадий развития центрального поднятия в морфоструктуре и седиментации 176
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Стокли Д. Питающие провинции юрско-меловых осадочных бассейнов восточной части Колымо-Омолонского микроконтинента: индикаторы мезозойских магматических поясов и окраинноконтинентальных дуг Верхояно-Колымской складчатой области 182
Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Салтанов В.А. Горячее пятно Таймыра – рудоносный след Сибирского (Исландского) плюма?» 187
Прошенкин А.И., Летникова Е.Ф. Источники поступления обломочного материала в вендские осадочные бассейны Енисейского кряжа 192
Прудников И.А. Структурно-вещественная зональность гипербазитов массива Нурали 196
Прудников И.А., Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Хотылев А.О. Структурные особенности карбонатов янгантауской свиты (нижняя пермь) как свидетельства сейсмических событий в Предуральском краевом прогибе 200

Пучков В.Н. Плюмы Урала. Идентификация плюмов в сложно-построенном складчатом поясе с длительной геологической историей 202
Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Формирование Тимано-Североуральского сегмента земной коры в докембрии: геохронологический аспект 206
Развозжаева Е.П. Структурная модель Алдано-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы) 210
Разницин Ю.Н., Гогоненков Г.Н., Загоровский Ю.А., Трофимов В.А. Масштабы, каналы, механизмы и природа углеводородной дегазации Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна . . . 215
Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В. U-Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) . . 219
Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Продольная смена транстенсии коры и вязкой мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре 224
Ращупкина А.О., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование особенностей структурообразующих деформаций при разделении Индии и Австралии 227
Ребецкий Ю.Л. Глобальное поле тектонических напряжений, особые закономерности и их соотношения с глубинными процессами 230
Рекант П.В. Двухстадийный ограниченный спрединг океанического дна в Евразийском бассейне. Новый взгляд на проблему происхождения хребта Гаккеля 235
Родина Е.А., Никишин А.М., Старцева К.Ф. Сейсмостратиграфия поднятия Менделеева Амеразийского бассейна 239
Родионова А.В., Войтенко В.Н. Структурные парагенезы над сдвигом в фундаменте с разной мощностью осадочного чехла (по результатам физического моделирования) 243
Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Поиск локального магматического источника для верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи Горного Крыма 247
Рудько Д.В., Шацилло А.В., Рудько С.В., Колесникова А.А., Кузнецов Н.Б. Палеомагнитный тест «косой серии» на примере лопатинской свиты Енисейского кряжа: к обоснованию гипотезы гиперактивности геомагнитного поля на рубеже докембрия и фанерозоя 252

Рыцк Е.Ю. Тектоническая зональность Байкальской складчатой области и этапы ее формирования 256
Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Голионко Б.Г., Артемова О.А. Ранне-среднедевонский обдукционный метаморфизм в подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона на Южном Урале: данные U/Pb (SHRIMP) и $^{39}Ar/^{40}Ar$ исследований 260
Савельев Г.В., Коннов А.Г. Источники сноса нижнепермских терригенных отложений Полярного Урала и юго-востока Пай-Хоя 265
Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Червяковская М.В., Базиков Н.С. Эпизоды роста континентальной коры в раннем докембрии Сарматии 270
Савчук Ю.С., Волков А.В., Галямов А.Л. О геотектонической позиции рудных месторождений Чилийской активной окраины 274
Самсонов А.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Осницко-Микашевичско-Московский магматический пояс: ключ к расшифровке тектонической истории Восточно-Европейского кратона в палеопротерозое . . 277
Саргсян Р.С., Казарян К.С. Современное состояние и пути решения задач по выделению очаговых зон сильных землетрясений и оценки сейсмотектонического потенциала территории Армении 281
Серов М.А., Жижерин В.С. Компьютерное моделирование геодинамических процессов Верхнего Приамурья на основе GPS данных 286
Сим Л.А. О влиянии тектонических процессов в структурах обрамления на тектонические напряжения платформ Северной Евразии 289
Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Сопоставление новейших вертикальных движений Южного Сихоэ-Алиня с характеристиками самоподобия гидросети . . . 294
Слабунов А.И. Архейские и палеопротерозойские орогены Фенноскандинавского щита и геодинамика ранней Земли 299
Соколов С.Ю. Сопоставление возрастов внутриплитного магматизма Атлантики с магнитными возрастами и данными сейсмотомографии 303
Старцева К.Ф., Никишин А.М. Основные этапы тектонического развития осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей 305

Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Гилаев Р.М., Шелков Е.С., Жиренко Д.О. Природа цикличности волжского яруса на северо-востоке Западной Сибири 311
Съедин В.Т., Авдонин В.В., Плетнев С.П. Тектоно-магматические этапы Магеллановых гор (новые представления) 315
Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Тектоника плит и редокс-фон в литосфере Циркум-Пацифики в мезозое (при формировании региональных зон магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий) 318
Терехов Е.Н., Балуев А.С., Макеев А.Б., Конилов А.Н. Инъекционные конгломераты и фиолетиты как результат структурно-вещественных преобразований горных пород фундамента рифейских прогибов в обрамлении Балтийского щита 322
Травин В.Н. Структурные особенности даек базитов как индикаторы раннепротерозойского метаморфизма пород Беломорского подвижного пояса 327
Трапезников Д.Е., Трапезникова А.Б. Влияние активизации древних разломов на структуру пермских солевых отложений Соликамской впадины Предуральского прогиба 331
Третьяков А.А., Пилицына А.В. Метаморфические комплексы Жингельдинского блока Жельтавского террейна (Южный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста 335
Третьяков А.А., Данукалов Н.К., Дегтярев К.Е. Позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Улутауского массива (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста 338
Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х. Мезозойско-кайнозойское тектоническое развитие Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона в сопоставлении со строением верхней мантии 343
Трихунков Я.И., Кенгерли Т.Н., Фролов П.Д., Бачманов Д.М., Шалаева Е.А., Алиев Ф. Оценка плиоцен-четвертичного поднятия Восточного Кавказа на основе изучения акчагыльских морских отложений 347
Тучкова М.И., Исакова Т.Н., Филимонова Т.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В. Новые данные по пермским отложениям о. Врангеля – фауна, палеогеография, история развития 353

Уткин В.П. Латеральные тектонические потоки континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в условиях ротационной геодинамики 355
Фокин П.А., Никишин А.М., Япаскурт В.О. Обстановки формирования средне-верхнекембрийских метатерригенных толщ о. Большевик (Арх. Северная Земля) и о. Тройной (арх. Известий ЦИК) 359
Фрейман С.И., Никишин А.М. Методика определения средней ориентировки нарушений по 2D сейсмическим данным и интерпретация тектонических обстановок на примере шельфа Восточной Арктики 364
Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю. Тектонические деформации пород в зоне Чаркы-Индигирского надвига (Верхояно-Колымская складчатая область, Северо-Восток России) 368
Хотылев А.О., Майоров А.А., Тевелев А.Л. Гранитные массивы доюрского комплекса Красноленинского свода (Западная Сибирь): особенности строения и потенциальная нефтеносность 372
Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Перфилова А.А. Вулканические прогибы и мульды Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическое значение вулканизма 377
Цай О.Г. Электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий 382
Царегородцева Т.К., Курина Е.Е. Проблемы границ, происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины 386
Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н. Этапы коробразования Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП по данным U-Pb датирования цирконов из современных речных осадков . . 391
Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Структурно-фациальные зоны отложений триаса Западного Предкавказья . 395
Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы подводных поднятий Индийского океана по геофизическим данным 399
Шарков Е.В. Циклическое развитие осевых зон медленно-спрединговых хребтов (на примере внутреннего океанического комплекса Сьерра-Леоне, Срединно-Атлантический хребет, 5–7^{o} с.ш.) 402

Шаров Н.В., Журавлев В.А. Литосфера Беломорья по комплексу геофизических данных 407
Никонов А.А., Шварев С.В., Зыков Д.С., Королева А.О., Флейфель Л.Д. Трансрегиональная активная тектонически и сейсмически зона Куусамо-Беломорско-Северодвинская на Севере Европы – новые обобщения геологических и сейсмических материалов . 411
Шварев С.В., Никонов А.А., Родкин М.В. Воттоваара – Западно-Онежский линеамент: признаки и параметры сейсмической активности в голоцене 415
Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Миф или реальность – автономное (неплейттектоническое) складко- и надвигообразование в земной коре? 420
Шиловский А.П. Тектоническое строение Московского осадочного бассейна – определяющий фактор нефтегазоносности региона 423
Шипилов Э.В. Тектоника и геодинамика Хатангско-Ломоносовской зоны разломов 427

Научное издание

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Материалы LII Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 13.01.2020
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 28,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО "Издательство ГЕОС"
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО "Чебоксарская типография № 1"
428019, г. Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.