# Материалы 53 (LIII) тектонического совещания. Том I. 2022



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

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ Том I

МОСКВА 2022 ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2022



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

## ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2022

Материалы LIII Тектонического совещания

Том 1

Москва ГЕОС 2022 Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2022. 323 с.

ISBN 978-5-89118-846-4

Ответственный редактор К.Е. Дегтярев

На 1-ой стр. обложки: Гельветские покровы в Швейцарских Альпах (фото Е.В. Пушкарева)

> © ГИН РАН, 2022 © Издательство ГЕОС, 2022

### Обусловленность сходства облика рельефа котловин Ладожского и Онежского озёр общими особенностями неотектонических движений

Ладожское и Онежское озёра, расположенные на границе двух структурных элементов Восточно-Европейской платформы – Балтийского щита и Русской плиты, относятся к крупнейшим озерам России. Они находятся в пределах центрального сегмента ранее выделенной нами по комплексу геолого-геоморфологических признаков Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевской (БЛОК) линеаментной зоны [1, 13], а вдоль южных побережий этих озёр проходит региональная Балтийско-Мезенская сдвиговая зона [9].

По картам глубин [8, 10] нами были построены цифровые модели рельефа (ЦМР) двух озёрных котловин. Общее количество промеров глубин для Ладожского озера составляет 14593, для Онежского – 12485. Проведённый с помощью программы «ArcGis» анализ ЦМР дна озёр позволил выделить ряд общих для обеих впадин геоморфологических особенностей. Обе озёрные котловины вытянуты в северо-западном направлении, а их северные части являются более глубоководными и отличаются большей вертикальной расчленённостью рельефа по сравнению с южными. Точки, в которых зафиксировано максимальное значение промеров глубин (233 м для Ладожского и 119 м для Онежского озера), находятся в пределах северных морфоструктурных зон. Для северных побережий также характерны первичные, слабоизменённые и неизменённые озёрными процессами морфогенетические типы берегов с ледниково-тектоническим расчленением, не встречающиеся в центральных и южных частях [3, 7]. Эти типы берегов отличаются значительной протяженностью, составляющей 33% от общей длины береговой линии (исключая острова) для Ладожского и 52% для Онежского озера. С помощью модуля «Aspect» нами были построены розы-диаграммы, иллюстрирующие направления простирания склонов. Установлено, что склоны северо-западного простирания преобладают: по азимуту 320-340° простирается 23% всех склонов Онежского и 21% – Ладожского озера. Построение геоморфологических профилей показало хорошую выраженность древних разрывных нарушений в рельефе дна. Ранее проведенное нами компьютерное и физическое моделирование [2] показало, что их

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия.

активизация в новейшем поле напряжений оказывает существенное влияние на рельеф котловины Ладожского озера.

На наш взгляд, сходство определённых геоморфологических характеристик двух озёрных впадин связано с общими особенностями неотектонических процессов, оказывающих наряду с экзогенными факторами значительное влияние на облик рельефа [14]. Ориентировка котловин и большей части склонов в северо-западных румбах может быть связана не только с направлением движения ледника, но и с развитием Ладожского [11] и Онежского [12] грабенов в обстановке северо-восток – юго-западного растяжения. Интересно отметить, что для Приладожья и Прионежья характерно последовательное уменьшение скоростей современных вертикальных движений в юго-восточном направлении [5, 15]. Кроме того, в северных частях этих территорий обнаружено большое количество палеосейсмодислокаций [6, 17], а немногочисленные эпицентры современных землетрясений малых магнитуд также расположены в пределах северных морфоструктурных зон котловин Ладожского и Онежского озёр, в то время как южные части асейсмичны на современном этапе [16]. В монографии [4] описаны тектонические нарушения слоистости послеледниковых озёрных отложений Онежского озера. Примечательно, что эти структуры были зафиксированы только на северо-западном побережье и Заонежском полуострове. Возможно, повышенная геодинамическая активность областей, расположенных на севере обеих впадин, обуславливает формирование сложного рельефа дна, отличающегося наибольшими глубинами, повышенной вертикальной расчленённостью и изрезанностью береговой линии.

Таким образом, общие особенности характера неотектонических движений представляются наиболее вероятной причиной сходства облика рельефа котловин Ладожского и Онежского озёр.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

### Литература

1. Агибалов А.О., Полетаев А.И., Гордеев Н.А. Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевская линеаментная зона (БЛОК) – транзитная (межокеаническая) структура // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 1. С. 102–106.

2. Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Влияние активизированных докембрийских разрывных нарушений на рельеф котловины Ладожского озера // Вестник Московского ун-та. Серия 5. География. 2019. № 3. С. 99–105.

3. Анохин В.М., Уличев В.И., Дудакова Д.С., Дудаков М.О. Геоморфологические особенности берегов Ладожского озера по результатам полевых работ с применением беспилотного летательного аппарата // География: развитие науки и образования. СпБ: РГПУ им. А.И. Герцена, 2017. С. 118–124.

4. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.

5. Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Передрин В.П. Деформации земной коры Восточно-Европейской платформы по данным спутникового мониторинга // Мониторинг. Наука и технологии. 2017. № 3. С. 6–14.

6. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

7. Игнатов Е.И., Борщенко Е.В., Загоскин А.Л., Землянов И.В., Санин А.Ю., Терский Н.П., Фатхи М.О. Связь геологического строения побережья, истории развития рельефа и динамики берегов Онежского озера // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 3. С. 65–78.

8. Карта глубин Онежского озера. URL: https://navionics.ru/katalog-kart/ item/390-5g634s2-onezhskoe-ozero (дата обращения 27.10.2020).

9. Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балуев А.С., Полещук А.В., Зыков Д.С. Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, северо-запад России // Геотектоника. 2020. № 1. С. 3–22.

10. Ладожское озеро. Атлас. ГУНИО. 2002.

11. Никонов А.А. Ладожский грабен: унаследованное развитие в четвертичное время, молодая тектоника и сейсмичность // Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. С. 146–153.

12. Онежская палеопротерозойская структура: геология, тектоника, глубинное строение и минерагения / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

13. Полетаев А.И., Агибалов А.О., Гордеев Н.А. Балтийко-Ладожско-Онежско-Колгуевская зона как показательный пример поиска, выделения и обоснования скрытых тектонических нарушений земной коры // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2016. Т. 91. Вып. 4-5. С. 90–96.

14. Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978. 335 с.

15. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В. Новейшие и современные дифференцированные движения земной коры Приладожья: взгляд со стороны Онежского озера // Современные проблемы четвертичной геологии и географии северо-запада европейской части России и сопредельных стран / Под ред. Т.С. Шелеховой. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2017. С. 52–56.

16. Earthquake database of the Institute of Seismology of the University of Helsinki. URL: https://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php (дата обращения 27.10.20). 17. *Lukashov A.D.* Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). Petrozavbodsk: Karelian Scientific Centre in Russian Academy of Sciences, 1995. 38 p.

### Р.Е. Айзберг<sup>1</sup>, <u>Я.Г. Грибик</u><sup>1</sup>, Р.Г. Гарецкий<sup>1</sup>

### Древние осадочные бассейны запада Восточно-Европейской платформы: тектонические аспекты нефтегазоносности

В платформенном чехле западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) формирование древних осадочных бассейнов контролировались разновозрастными и разнотипными прогибами, впадинами, синеклизой. В неопротерозое вследствие проявления в пределах ВЕП рифтогенных обстановок был образован протяженный Волыно-Оршанский прогиб, который северо-восточным (Оршанским) сегментом сочленялся с близким по возрасту Среднерусским авлакогеном. В это же время вдоль современного юго-западного края ВЕП (зоны Тейссейра-Торнквиста (TT)) формировался Галицийско-Белостокский рифт северо-западного простирания; он предшествовал здесь раскрытию моря Торнквиста. В позднем венде – раннем палеозое прилегающие к морю Торнквиста участки ВЕП были втянуты в погружение и образовалась пассивная окраина континента, включая Балтийско-Приднестровскую зону перикратонных опусканий. К ней принадлежат Балтийская синеклиза, Подлясско-Брестская, Люблинская и Волыно-Подольская впадины, обособляемые сейчас по поверхности фундамента. Позднедевонско-среднекаменноугольный (герцинский) рифтогенез обусловил формирование Припятского прогиба, который является замыкающим фланговым сегментом Припятско-Днепровско-Лонецкого авлакогена.

В платформенном чехле запада ВЕП промышленные запасы нефти выявлены в Припятском прогибе и Балтийской синеклизе; в Волыно-Подольской и Люблинской впадинах открыты месторождения газа. В **Припятском палеорифтовом бассейне** с 1964 года установлено 90 месторождений нефти, накопленная добыча которой составила 138 млн тонн нефти. В формировании нефтегазоносных региональных и зональных структур нижней части платформенного чехла Припятского прогиба ве-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь.

дущую роль играли разломы, которые развивались преимущественно в позднем девоне (главная фаза герцинского рифтогенеза). Они представлены сбросами со значительной сдвиговой составляющей. Синрифтовые разломы определили основную продольную структурную делимость Припятского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Сочетание разноэтажной блоковой, пликативно-блоковой и пликативной делимости, соответственно, от подсолевых до верхнесоленосного комплексов осадочных пород отразилось сложными структурными формами нефтегазоносной части чехла. Особое значение имеет морфологическая «выраженность» разнопорядковых структур, их дифференцированное (ранговое) районирование по всей территории палеорифтового Припятского НГБ [1]. В его пределах обособлен основной тип структур второго порядка – тектоническая ступень. Она представляет собой протяженный линейный блок с преимущественно моноклинальным региональным наклоном вкрест простирания и ограничена высокоамплитудными разломами. В полном нередуцированном виде тектонические ступени включают структурные элементы третьего порядка – сбросо-блоковый уступ, гребень (высокая часть ступени), структурную террасу, подножие. Установлено, что оптимальные условия нефтегазонакопления приурочены к сбросо-блоковым уступам краевых разломов, ограничивающих тектонические ступени, и к структурным гребням.

Для основных нефтегазоносных комплексов девонского возраста характерно многообразие типов залежей, приуроченных в основном к блоковым, а также к пликативным локальным структурам. Разноамплитудные разрывные нарушения определяли важнейшие составляющие процесса формирования залежей нефти в Припятском рифте: наличие ловушек, строение и пространственное соотношение очагов генерации углеводородов (УВ) и зон аккумуляции, а также наличие (или отсутствие) путей миграции углеводородных флюидов, т.е. особенности заполнения ловушек нефтью. Высокая плотность блоковой делимости Припятского палеорифтового бассейна определила необходимость специального тектонического районирования для целей эффективного прогноза нефтегазоносности этого региона.

Нефтегазоносность осадочных бассейнов каледонской пассивной окраины юго-запада ВЕП связана с одновозрастными комплексами отложений раннего палеозоя в Балтийской синеклизе, Подлясско-Брестской, Люблинской и Волыно-Подольской впадинах (рис. 1). Наиболее погруженные части Балтийской синеклизы (Кошалин-Гданьская, Подлясско-Брестская, Люблинская впадины) расположены под надвигами нижнепалеозойских складчатых каледонид, развитых вдоль зоны Тейссейра-Торнквиста со стороны Среднеевропейской эпигерцинской плиты. При этом каждому из перечисленных бассейнов, контролируемых



**Рис. 1.** Карта распределения нефтегазоносных бассейнов западной части Восточно-Европейской платформы.

Бассейны: I – Припятский; II – Балтийский; III – Подлясско-Брестский; IV – Люблинский; V – Волыно-Подольский. Участки, перспективные для поисков «сланцевых» УВ: Украина (цифры курсивом): *1* – Рава-Русский, *2* – Белзский, *3* – Восточнолещинский (Олесский), *4* – Давыдовский, *5* – Байраковский; Беларусь: 1 – Калиновский, 2 – Октябрьский, 3 – Комаровичский, 4 – Савичский, 5 – Ельский, 6 – Каменецкий, 7 – Шерешовский, 8 – Жабинковский

указанными структурами, свойственны индивидуальные геологические условия нефтегазонакопления и формирования залежей УВ.

Поднадвиговые отложения платформенного чехла, суммарная мощность которого в депоцентрах зоны TT достигает 8-9 км, оказались в оптимальных условиях нефтегазообразования за счет термодеструкции рассеянного органического вещества (РОВ) и термогидродинамической закрытости аллохтонных пластин. Сопоставляя эти представления с данными о нефтегазоносности древних осадочных бассейнов, сопредельных с протяженной полосой надвигов в зоне TT [2], можно сделать вывод, что все известные в Балтийской синеклизе, Подлясско-Брестской, Люблинской и отчасти в Волыно-Подольской впадинах месторождения и локальные проявления углеводородов (в том числе из «сланцевых» отложений ордовика и силура) генетически связаны с высокотемпературной деструкцией РОВ осадочных пород в близ- и поднадвиговых частях аллохтонов на стыке ВЕП и Среднеевропейской плиты вследствие дренирования поднадвиговых зон разломами в конце каледонского этапа. Формирующиеся здесь углеводородные флюиды мигрировали на восток по платформенному склону. Фазовая дифференциация в местах экранирования обусловила возникновение нефтегазовых залежей в отложениях каледонского комплекса и девонских пород.

В пределах Балтийской синеклизы в отложениях нижнего палеозоя установлено несколько десятков месторождений нефти на дне Балтийского моря и прибрежных районах Литвы, Калининградской области России, Латвии, при этом мощность платформенного чехла в восточных нефтегазоносных зонах региона не превышает 2–3 км. Залежи нефти преимущественно тектонически экранированные и залегают на относительно небольшой глубине от –1200 м до –2700 м.

Субширотная **Подлясско-Брестская впадина** характеризуется резким погружением к западу и в под- и близнадвиговой части Подлясского суббассейна (Польша) мощность платформенного чехла достигает 8–9 км. В этом суббассейне не выявлены промышленные залежи УВ, но в глубоких поисковых скважинах установлены в нижнепалеозойских отложениях газопроявления с большим содержанием метана, нефть с пузырьками газа. В Брестском суббассейне (Беларусь) в скважинах установлены признаки проявления УВ в виде «выпотов» нефти в керне и повышенных газопоказаний при газовом каротаже в ордовикских и силурийских отложениях. Авторы связывают все нефтепроявления с миграцией углеводородсодержащих флюидов из наиболее глубокопогруженных частей бассейна, включая поднадвиговую зону.

В пределах Люблинского и Волыно-Подольского НГБ основные перспективы нефтегазоносности связаны с кембрийскими, силурийскими и девонскими отложениями. В обоих бассейнах выявлены по два газовых месторождения в породах девонского возраста. Эти скопления углеводородов приурочены к приразломным антиклиналям. Волыно-Подольская впадина с мощностью осадочных пород 3–8 км и весьма высокой тепловой активностью, является высокоперспективной структурой на газ и нефть. Однако реализация процессов эмиграции углеводородных флюидов из глубокопогруженных участков затруднена из-за разломов, субпараллельных зоне TT, а также широким развитием аллохтонов альпийского орогенеза.

В заключение отметим еще раз большое значение поднадвиговых и близнадвиговых глубокопогруженных комплексов платформенного чехла юго-западной пассивной окраины ВЕП в формировании протяженного ареала нефтегазообразования, который, по-видимому, был основным источником эмиграции углеводородных флюидов в древние осадочные бассейны этого региона.

### Литература

1. Айзберг Р.Е., Бескопыльный В.Н., Грибик Я.Г. Синрифтовая структура Припятского прогиба // Докл. НАН Беларуси. 2010. Т.54. № 4. С. 114–118.

2. Сакалаускас К.А., Зданавичюте О.К., Кадунене Е.Ф. и др. Балтийская синеклиза // Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы. Минск.: Беларуская навука, 1997. С. 509–564.

### <u>Д.В. Алексеев</u><sup>1</sup>, А.К. Худолей<sup>2</sup>, А.В. Кушнарёва<sup>2</sup>, А.В. Скобленко<sup>1</sup>, К.С. Додонов<sup>2</sup>

### Этапы деформаций и кинематика метаморфических покровов Южного Тянь-Шаня (хр. Атбаши, Кыргызстан)

Структура позднепалеозойского орогена Южного Тянь-Шаня (ЮТШ) представляет пакет тектонических покровов южной вергентности, сформировавшихся в позднем карбоне и ранней перми в процессе субдукции коры Туркестанского океана к северу под Казахстанский континент и по-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПБГУ), Санкт-Петербург, Россия

следующей коллизии Казахстанского и Таримского континентов [1, 2, 4, 8]. Структурные данные по метаморфическим комплексам ЮТШ, полученные в последние годы, позволяют, однако, предположить, что субдукция могла происходить и в противоположном – южном направлении [6, 7], и неопределенность, возникающая в вопросе об общей кинематике орогена ЮТШ, требует детального анализа структур метаморфических толщ.

Нами проведены структурные исследования метаморфических комплексов в центральной части ЮТШ на западном окончании хр. Атбаши (рис. 1). Метаморфические породы образуют здесь три тектонические пластины. Наиболее северная Атбашинская пластина, трассирующая сутуру Туркестанского океана на северных склонах хр. Атбаши, сложена кварц-(гранат)-слюдяными сланцами, мраморами и парагнейсами с телами глаукофановых сланцев и фенгитовых эклогитов и образованных по ним клиноцоизит-хлоритовых сланцев [5, 8]. Эклогитовый метаморфизм происходил в субдукционной обстановке в позднем карбоне ~320 млн лет [5]. Южнее развиты филлиты и зеленые сланцы ширектинской и ташрабатской свит силура и девона, слагающие Ширектинскую пластину [1]. Наименее изученным остается аллохтон метаморфических пород, обнажающийся в бассейне р. Карасу (аллохтон Карасу) южнее хр. Атбаши (рис. 1). Аллохтон слагают кварц-слюдяные сланцы, мраморы, ортогнейсы и метабазальты, кремнистые и углеродистые сланцы [1]. Нами здесь найдены также гранат-эпидот/клиноцоизит-хлорит-актинолитовые сланцы с реликтами фенгита, глаукофана и рутила и непосредственно гранат-фенгит-глаукофановые сланцы, близкие по минеральному составу и условиям формирования породам HP-LT комплекса Атбашинской пластины.

Проведенные исследования показывают общее единство структурного плана метаморфических толщ в перечисленных пластинах и наличие в них структур двух этапов деформаций, характеризующихся противоположными направлениями перемещений (рис. 1). Структуры первого этапа (D1) отражают пластичные деформации, происходившие в процессе метаморфизма, и представляют субсогласные со сланцеватостью о и δ- структуры, элементы типа «рыбок» и мелкие складки волочения. Структуры второго этапа (D2) отражают преимущественно постметаморфические хрупко-пластичные и хрупкие деформации. Они представлены сериями мелких запрокинутых складок, кинк-зонами и хрупкими разломами как взбросовой, так и сбросовой кинематики. Структуры D2 наложены на метаморфическую сланцеватость и не несут следов значительных более поздних деформаций. Некоторые отличия в проявлении структурных форм в разных пластинах обусловлены различной степенью метаморфизма и локальными особенностями тектонической эволюции.



Рис. 1. Схематический геологический разрез западной части хр. Атбаши (с использованием [1, 8]) и структуры двух этапов деформаций в метаморфических комплексах. S<sub>1</sub>−D<sub>1</sub> и S−D<sub>1</sub>\_ известняки силура и девона Чирмашской и Атбашинской пластин; S−D<sub>1</sub>sr – ширектинская свита; S−D(?)ts – ташрабатская свита; S−Dat – атбашинская свита; D – вулканогенно-осадочные толщи девона; C<sub>1-2</sub> – каменноугольные кремни и известняки; C<sub>2</sub>−P<sub>1</sub> – верхний карбон и пермь неоавтохтона. СрТШ – Срединный Тянь-Шань. Буквы в кружках на разрезе показывают расположение объектов на фотографиях

Породы Атбашинской пластины характеризуются максимальной степенью деформаций, часто затрудняющей расшифровку структуры. Отмечается интенсивное рассланцевание и изоклинальные складки с осевыми поверхностями параллельными сланцеватости, а также мелкие складки, деформирующие как сланцеватость, так и секущие кварцевые жилы. Структуры D1 фиксируют здесь перемещения как в южном, так и в северном направлениях. Предшествующие исследования показали выжимание (wedge extrusion) HP-LT пород атбашинского комплекса в южном направлении со сдвиговым перемещением к западу [8]. Метаморфические толщи имеют субвертикальные падения или запрокинуты к северу совместно с залегающими на них верхнекаменноугольными отложениями неоавтохтона [3].

В Ширектинской пластине сланцы и филлиты ширектинской и ташрабатской свит слагают серии чешуй, погружающихся в северных румбах и деформированных в крупные наложенные складки [1, 8] (рис. 1). Структуры первого этапа (D1) фиксируют надвигание к Ю и ЮВ (рис. 1 в-д). Структуры второго этапа (D2), развитые также весьма широко, отражают надвигание в северо-западных румбах (Аз ~310°) (рис. 1 ж, 3).

Метаморфический аллохтон в бассейне р. Карасу севернее оз. Чатыркуль образует синформу размером 20×5 км, удлинённую в ВСВ направлении. На северном фланге синформы метаморфиты надвинуты на известняки силура – нижнего девона и вулканиты девона, а на южном фланге – также и на кремни нижнего карбона [1]. Омоложение пород, перекрываемых надвигом, в южном направлении обозначает наличие рампа в структуре лежачего крыла (рис. 1), свидетельствующего о перемещении аллохтона в южных румбах. В породах аллохтона выделяются индикаторы двух этапов деформаций – идентичные тем, что развиты в Ширектинской пластине. Структуры D1 фиксируют надвигание к ЮВ (рис. 1 а, б). Широко развита линейность растяжения (stretching lineation), ориентированная ЮВ 110–120°, по-видимому, отражающая направление движения покрова. Структуры D2 указывают на перемещение к СЗ (рис. 1 е). Метаморфические толщи аллохтона смяты также в крупные (первые сотни метров) наложенные прямые складки ВСВ простирания [1] (рис. 1). Присутствие в аллохтоне Карасу метаморфических пород с реликтами минералов, сформированных при высоких давлениях и низком температурном градиенте (ассоциация гранат-глаукофан-фенгит), которые встречаются в центральном ЮТШ только в Атбашинской пластине, предполагает, что аллохтон представляет фронтальную часть Атбашинского покрова, надвинутого из шовной зоны в южном направлении на расстояние до 20 км (рис. 1). Этот вывод подтверждается также ориентировкой кинематических индикаторов D1, свидетельствующих о шарьировании в южном направлении. Субвертикальные падения пород высоких ступеней метаморфизма в Атбашинской пластине на севере хр. Атбаши и пологие падения в аллохтоне Карасу отражают деформации Атбашинского покрова в крупные наклонённые к северу наложенные складки (рис. 1). Аналогичные синформы и антиформы, запечатывающие пакет покровов, широко развиты в ЮТШ и являются характерным элементом структуры позднепалеозойского орогена [1, 2, 4].

Ранее, в работах [6, 7] структуры D2 были определены как отражающие субдукцию в южном направлении, при этом структуры D1 не были идентифицированы. Наши данные показывают, что структуры D2 представляют поздний парагенезис, а определяющую роль в метаморфических покровах играют структуры D1 с южной вергентностью. Пластичный характер деформаций предполагает, что структуры D1 формировались синхронно с метаморфизмом, по-видимому – на стадии шарьирования покровов. Доминирующий характер структур D1 позволяет считать, что именно они отражают направление позднепалеозойской субдукции в ЮТШ, с пододвиганием нижней плиты к северу, что согласуется с направлением субдукции, определяемым по геологическим данным [1, 2, 4].

### Литература

1. Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1985. 192 с.

2. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 215 с.

3. *Alexeiev D.V., Biske Yu.S., Djenchuraeva A.V. et al.* Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction // J. Asian Earth Sci. 2019. Vol. 173. P. 54–60.

4. *Burtman V.S.* Structural geology of the Variscan Tien Shan, USSR // Am. J. Sci. 1975. Vol. 272–A. P. 157–186.

5. *Hegner E., Klemd R., Kroner A. et al.* Mineral ages and P-T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélange sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // Am. J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 916–950.

6. Jourdon A., Petit C., Rolland Y. et al. New structural data on Late Palaeozoic tectonics in the Kyrgyz Tian Shan (Central Asian Orogenic Belt) // Gondwana Res. 2017. Vol. 46. P. 57–78.

7. Loury C., Rolland Y., Guillot S. et al. Crustal-scale structure of South Tien Shan: implications for subduction polarity and Cenozoic reactivation // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol.427. P. 197–229.

8. Sang M., Xiao, W., Orozbaev R. et al. Structural styles and zircon ages of the South Tianshan accretionary complex, Atbashi Ridge, Kyrgyzstan: Insights for the anatomy of ocean plate stratigraphy and accretionary processes // J. Asian Earth Sci. 2018. Vol. 153. P. 9–41.

### Е.В. Архипова<sup>1</sup>, Г.В. Брянцева<sup>2</sup>, А.Д. Жигалин<sup>2,3</sup>

### Динамическая взаимосвязь тектонических и атмосферных катастроф Карибского региона

Карибский регион является одним из наиболее активных регионов современной Земли. Наряду с высокой вулканической и сейсмической активностью, здесь зарождаются и набирают силу тропические ураганы, которые распространяются вдоль всего восточного побережья Северной Америки. Сходная ситуация характерна для района Филлипинской плиты, где ранее была установлена динамическая взаимосвязь тектонических и атмосферных катастроф [1]. Предлагаемое исследование является верификацией выявленной закономерности. Выполнено сопоставление долговременных вариаций активности сильных землетрясений с M > 6, вулканических извержений и количества тропических ураганов Атлантики.

**Геодинамическая позиция, строение и развитие Карибского региона.** Карибский регион расположен между континентами Северной и Южной Америки и включает малую плиту Карибию, Антильскую островную дугу и Центрально-Американский перешеек (рис. 1). Развитие региона началось в раннем мезозое в связи с открытием океана Тетис. На начальном этапе он представлял собой зону рассеянного спредин-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия



**Рис. 1.** Тектоническая схема Карибского региона (по Хаин, Лимонов, 2004 [3]).

Условные обозначения: *1* – зоны субдукции, *2* направления и скорости движения литосферных плит, *3* – трансформные разломы, *4* – котловины Карибского моря, *5* – Барбадосская аккреционная призма

га, затем на востоке зародилась связанная с раскрытием Атлантики зона субдукции. В связи с сокращением площади Тихоокеанской впадины на западе, на внешней границе Карибского региона появилась зона субдукции, реализующая поглощение плит Наска и Кокос. Геодинамическое развитие Карибского региона сопровождалось накоплением мощных толщ терригенно-вулканогенных осадков. Сформированная в основании бассейна Карибского моря кора относится к океаническому типу, но имеет аномально высокую мощность, которая в Колумбийской котловине достигает 20 км. На периферии, в пределах глубоководных желобов на юге и востоке региона, имеются широкие и мощные аккреционные призмы осадков [3].

На современном этапе Карибский регион развивается как зона взаимодействия крупных геодинамических систем, реализующих раскрытие Атлантического бассейна, поглощение литосферы Тихоокеанской впадины и сближение Североамериканского и Южноамериканского континентов. Тектоническая структура региона сочетает в себе зоны субдукции, линейного спрединга и крупные сдвиги, которые проявляются и в сейсмической, и в вулканической активности.

Сейсмичность. Интенсивная сейсмичность Карибского региона сконцентрирована, главным образом, в пределах сейсмофокальных зон в обрамлении Карибской плиты. Основными сейсмогенерирующими структурами являются Центрально-Американская зона субдукции, а также зона субдукция коры Атлантики в районе Малых Антильских островов. Несколько менее активны зоны субдукции в районе Венесуэльского желоба на юге и желоба Муэртес на севере, а также зона субдукции, расположенная на востоке Центрально-Американского перешейка и трансформный желоб Кайман, который находится в северном обрамлении Карибской плиты. По данным мирового каталога USGS с 1980 по 2020 г., в пределах региона произошло 269 сильных землетрясений с M ≥ 6 [7]. Временной ряд, рассчитанный для годового количества землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в 1 год, отражает неоднородное временное распределение сильных сейсмических событий и показывает относительную активизацию с 1990 по 2000 гг. и с 2012 по 2015 гг. (рис. 2). Максимально активным годом стад 2014 г., в течение которого произошло 14 сильных землетрясений, но в целом второй интервал активизации был относительно менее интенсивным и менее продолжительным по сравнению с предыдущим. Относительно низкой



Рис. 2. Временные ряды годового количества тропических ураганов, вулканических извержений и землетрясений с М от 6 в пределах Карибского региона со скользящим осреднением по 5 гг. и сдвигом в 1 год

активность сильной сейсмичности в регионе была с 1984 до 1990 г. и в период с 2005 по 2011 гг.

Вулканизм. Современная вулканическая активность региона распространена менее широко. На востоке региона вулканы сконцентрированы, главным образом, на о. Гаити и в пределах Малых Антильских о-ов, на западе приурочены к Центрально-Американскому вулканическому поясу. В районе Карибского бассейна преобладают эксплозивные вулканические извержения. На острове Мартиника расположен известный вулкан Монтань-Пеле, извержения которого выделены в отдельный пелейский тип и отличаются наличием особо опасных газово-пепловых лавин [2]. По данным мирового каталога вулканических извержений Смитсоновского института за период с 1980 по 2020 г. в пределах Карибского региона произошло 163 вулканических извержения [8]. Общей тенденцией в изменении вулканической активности является тренд на ее усиление. Максимум приходится на 2013–2016 гг. и совпадает с последним максимумом активности сильных землетрясений (рис. 2).

Ураганы Центральной Атлантики. Одновременно с высокой сейсмической и вулканической активностью, Карибский регион является областью зарождения ураганов. Одни из них зарождаются в Центральной Атлантике и усиливаются в пределах бассейна Карибского моря, другие возникают и набирают силу в Карибском регионе. Причиной ураганов считается аномальный прогрев и испарение водных масс в штилевых зонах тропических широт, в области низкого давления [4]. В период с 1980 по 2020 гг. по данным службы Гидрометеоцентра России (1980-2011 гг.) и NOAA (2012-2020 гг.) в пределах Карибского бассейна и смежных районах Атлантики и Мексиканского залива возникло 412 ураганов [5, 6]. Временной ряд годового количества ураганов со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в 1 год показывает их относительную активизацию в первое десятилетие XX века, затем относительное снижение активности с 1990 по 1995 гг. и с 2012 по 2017 гг. В последние годы активность ураганов значительно возросла – в 2020 году выявлен 21 ураган, что является абсолютным рекордом за всю историю наблюдений.

Сравнительный анализ вариаций сильных землетрясений, вулканических извержений и ураганов в период с 1980 по 2020 гг. При сопоставлении временных рядов сильных землетрясений и вулканических извержений значимых корреляций не выявлено (рис. 2). При этом тенденции в изменения числа проявлений вулканизма и сильной сейсмичности в периоды максимальной активности совпадают. Наиболее отчетливо совпадение прослеживается на начальном и конечном отрезках периода наблюдений. В центральной части периода сейсмичность испытывает активизацию и некоторый спад, в то время как активность вулканических извержений постепенно увеличивается. В основе сопоставления вариаций активности ураганов и эндогенных катастроф находится предположение о том, что атмосферные катастрофы реализуются при поступлении дополнительной энергии из эндогенных источников и могут быть связаны с проявлениями вулканизма и сейсмичности. При сопоставлении количества ураганов и вулканических извержений отмечен общий тренд усиления активности, однако, начиная с 2006 г., тенденция меняется на противоположную, и в целом значимой корреляции между активностью ураганов, и вулканических извержений в рассматриваемом периоде не выявлено. Вместе с тем, при сопоставлении временных рядов сейсмических событий с  $M \ge 6$  и количества ураганов отмечена сходная периодичность в активизации сейсмических и атмосферных катастроф и выявлена отрицательная корреляция с коэффициентом равным -0,51.

**Вывод.** При сопоставлении количества вулканических извержений и землетрясений с количеством ураганов обнаружено совпадение периодичности и установлена зеркальная корреляция временных рядов сильных землетрясений и ураганов. Сходная противофазная тенденция в изменении сильной сейсмичности и атмосферных катастроф была ранее отмечена авторами в районе Филлипинской плиты в период с 1983 по 2019 гг. [1]. В итоге подтверждена попеременная активизация атмосферных катастроф и сильных землетрясений в районах с высокой нестабильностью геосфер. По-видимому, активизация катастроф различного происхождения регулируется общим глубинным энергетическим источником, которым может являться дегидратация и глубинные преобразования осадков в глубоких частях осадочного чехла, в аккреционных призмах и зонах субдукции в обрамлении Карибской литосферной плиты.

### Литература

1. *Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д.* Взаимосвязь сильных землетрясений, вулканических извержений и тайфунов в районе Филиппинской плиты как результат взаимного влияния геосфер // Вестник Московского университета, сер. 4. Геология. 2021. № 4. С. 14–22.

2. Короновский Н.В. Общая геология: учебник. - М.: КДУ, 2006. 528 с.

3. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов): Учебн. пособие. Тверь: ООО «Издательство Герс», 2004. 270 с.

4. *Шейдеггер А.Е.* Физические аспекты природных катастроф: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 232 с.

5. Атлантическая океанографическая и метеорологическая лаборатория NOAA. Hurricane Field Program Data URL: https://www.aoml.noaa.gov/data-products/#hurricanedata (дата обращения: 22.10.2021)

6. Гидрометцентр России. База данных «Тропические циклоны» [Электронный pecypc]. URL: https://meteoinfo. ru/categ-articles/33-climate-cat/monitoring-klimata/ tropcyclones (дата обращения: 21.10.2021).

7. Мировой каталог землетрясений геологической службы USGS [Электронный pecypc]. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (дата обращения: 22.10.2021)

8. Global Volcanism Program of the National Museum of Natural History. Smithsonian Institution, U.S.A. База данных «Вулканы мира» [Электронный pecypc]. URL: http://volcano.si.edu/database/search\_eruption\_results.cfm (дата обращения: 21.10.2021).

Д.А. Астафьев<sup>1</sup>

# Особенности строения и формирования коромантийной оболочки океанов и континентов

Современные данные о геологическом строении поверхности Земли, глубинном строении земной коры, мантийных оболочек и ядра (внешнего и внутреннего), а также фактические материалы по кинематическим характеристикам и геодинамическому лику земной коры океанов и континентов, поясов и областей спрединга и субдукции, региональных внутри- и окраинноконтинентальных структур, включая рифтовые системы, осадочные и нефтегазоносные бассейны (О и НГБ), орогены и складчато-надвиговые пояса, древние и молодые платформы, всевозможные локальные структуры (разломы, антиклинали, синклинали и другие элементы) позволяют существенно расширить традиционные представления о строении и эволюции главных составляющих элементов Земли как планетарного образования [1, 2]. При этом речь не идёт о полном отрицании современных вариантов мобилистских концепций – тектоники литосферных плит (ТЛП), пульсационной, тектоники трансформированных плит и др. [7], или ранее обсуждавшихся фиксистских концепций, но неизбежно будут переосмыслены и уточнены важнейшие их положения, бесспорно подтверждаемые современными методами картирования, измерения и определения геолого-геофизических параметров и характеристик.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

Так, в наиболее признанной концепции ТЛП неопровержимыми положениями являются деление литосферы на океанические и континентальные плиты с внутренними менее крупными плитами и блоками разного возраста, места образования и глубинного строения, а также наличие латерального перемещения литосферных плит, а внутри них – вертикальных и горизонтальных (надвиги, шарьяжи, вдвиги) движений. Что касается концепции фиксистской модели строения и развития Земли, то по данным высококачественной сейсмотомографии и глубинного сейсмического зондирования, а также электро-, магнито- и гравиразведки для тектонически активных поясов и областей, включая внутриконтинентальные рифты, О и НГБ, орогены, под ними картируются радиальные и субрадиальные мантийные столбчатые структуры, достигающие глубин слоя D" (около 2900 км), что подтверждает важнейшее положение фиксистской концепции В.В. Белоусова [4] о связи коровых процессов деформации пород и магматизма с мантийными процессами, о чем положительно отзывался В.Е. Хаин [10].

По материалам сейсмотомографии можно сделать вывод о продолжении процессов активной дифференциации мантийного вещества на разделе ядро-мантия, проявляющемся увеличением толщины слоя D" в тектонически активных поясах и областях континентов и океанов [9, 12]. При этом на фоне оболочечного строения мантии наблюдается практически сквозная радиальная и субрадиальная столбчатость, более всего выраженная для окраин континентов, а также внутриконтинентальных рифтов, формирующихся осадочных бассейнов и орогенов [2, 11]. Такое строение свидетельствует о длительном сохранении сквозных коромантийных структур окраин континентов и активных тектонических элементов внутри континентов [5]. Под океанами фрагменты столбчатости наблюдаются в областях горячих точек [6], вулканических гряд, океанических плато и вулканических дуг. При этом астеносферный слой проявляется дискретно без признаков внутренней конвекции. Это отмечалось также Ю.М. Пущаровским и Д.Ю. Пущаровским [8].

Можно с большой вероятностью утверждать, что на разделе ядромантия продолжаются активные процессы дифференциации мантийного вещества и обмена веществом и тепловой энергией, сопровождающейся частичным его захватом из слоя D" через фазовый переход с разной интенсивностью и, вероятно, дискретным перераспределением его по площади и во времени по латерали в жидких слоях внешней оболочки ядра. Такой процесс должен обеспечивать постоянно действующую подпитку апвеллинга в поясах и областях спрединга.

Обмен веществом и тепловой энергией на разделе ядро-мантия вызван сложной динамикой и кинематикой движения (эксцентриситетом) внутренних сфер Земли в связи с существованием общего барицентра системы Земля—Луна [3], суточным вращением Земли и 29-дневным периодом обращения Луны вокруг Земли, а также влиянием других гравитационных полей (Солнца и планет), которые вызывают приливно-отливные воздействия на все внутренние сферы Земли. При таких движениях создаются напряжения сжатия—растяжения и трение между оболочками как внутри ядра, между ядром и мантией, так и внутри мантии.

В процессе эволюции и становления конвективного процесса области поглощения и выделения вещества мантии и тепловой энергии распределились в соответствии с расположением континентов и океанов, а также геодинамикой и кинематикой их перемещения во времени. Аномальными (экстремальными) областями массо- и энергообмена между мантией и ядром являются тектонически активные пояса и области окраин континентов, особенно субдукционных, внутриконтинентальных рифтовых систем, О и НГБ, орогенов, а в океанах – пояса и области апвеллинга-спрединга. Дискретное по латерали и времени выделение тепловой энергии достигает максимальных значений на разделе ядро-мантия, характеризующимся наличием слоя D", в котором в областях наиболее интенсивного выделения энергии формируются утолщения до 300 км и более, например, под НГБ Восточной Сибири [9], против 50-100 км в относительно спокойных областях. Такие области отличаются наличием геодинамически активных деструктивных областей в коромантийной оболочке. На сейсмотомографических профилях они выражены радиальными и субрадиальными столбчатыми структурами вешества мантии. Это связано с подплавлением нижних горизонтов мантии, неравномерным по скорости и местоположению гравитационным погружением масс мантийного вещества, вызывающим формирование столбчатости и декомпрессии в ослабленных зонах, развитием встречного погружению восходящего мантийного магматизма, направленного к поверхности, что приводит к ассимиляции пород нижней части земной коры и её рифтогенной деструкции с последующим формированием надрифтовой депрессии, заполняемой вулканогенно-осадочными или осадочными породами. В верхней части мантийной оболочки, в земной коре и на поверхности магматические расплавы растекаются, образуя пластовые протяженные по латерали интрузивные и эффузивные тела, а также вертикальные и субвертикальные дайки, жилы, и др.

Однако, учитывая строение земной коры океанов, почти симметричное увеличение её возраста в направлении к окраинам континентов максимально до раннемелового и позднеюрского, а также точные данные GPS и ГЛОНАСС съемок, свидетельствующих о движении любой точки поверхности Земли от поясов спрединга к поясам субдукции, в том числе целиком континентов с примыкающими со стороны пассивных и трансформных окраин смежными океаническими плитами, можно сделать вывод, что конвективный процесс на Земле существует в объёме всей коромантийной оболочки, причем, вероятно, с охватом внешних слоёв жидкой оболочки ядра. Ранее было установлено, что после распада Пангеи Вегенера на Земле обособились три группировки (ансамбля) коромантийных секторов: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая, которые в реальности представляют собой земные конвективные ячейки Бенара g-типа и одновременно главные иерархические элементы тектонического строения и геодинамики Земли [1]. При этом столбчатые глубинные структуры известных литосферных плит с имеющимися внутри них тектонически активными элементами сохраняются в течение всего срока их существования до стадии глубокой консолидации коры и формирования древних платформ. Континенты с их окраинами различного типа с момента их образования или после распада суперконтинентов подвергаются постоянной дискретной во времени и пространственной приуроченности рифтогенной деструкции, уменьшению толщины коры над областями магматизма, её блоковой раздробленности и неравномерному гравитационному погружению коромантийных блоков, сопровождающемуся возвратом корового вещества в мантию. Погружение коромантийного вещества сменяется последующей аккрецией, при этом часть мантийного вещества расходуется на интрузивный и эффузивный магматизм, а в нижней части мантии перераспределяется в процессе плавления в слой D» и в верхние слои жидкой оболочки ядра, обеспечивая постоянно действующую подпитку апвеллинга-спрединга в океанах. Синхронно под поясами спрединга в мантийной оболочке также дискретно по их простиранию и во времени формируется процесс апвеллинга мантийных расплавов, который почти симметрично наращивает океаническую коромантийную оболочку на всю её толщину (2900 км). В таком процессе коромантийное вещество под океанами практически полностью обновляется в течение 150 млн лет, а в пределах континентов этот процесс растягивается до 3.0 млрд лет, судя по возрасту ядер древних платформ континентов.

В истории эволюции Земли на ранних этапах развития коромантийной оболочки количество конвективных ячей в каждом цикле Вилсона было больше, чем в настоящее время, возможно, столько, сколько сохранилось древних ядер платформ. При этом эволюционный процесс континентогенеза протекал в следующей последовательности: горячие точки (плюмы) – горячие поля (суперплюмы) – вулканические гряды, океанические плато, островные дуги – микроконтиненты – континенты – суперконтиненты при существующих в каждом цикле, но обновляющихся океанических коромантийных секторах. Распад суперконтинентов сопровождается раскрытием новых океанов и закрытием суперокеанов (Панталасса) предыдущего цикла. Такие особенности строения и формирования коромантийной оболочки океанов и континентов сохранились до настоящего времени.

### Литература

1. Астафьев Д.А. Иерархия тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Том 1. Материалы L тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–27.

2. Астафьев Д.А. Планетарный геодинамический процесс (основные коромантийные структуры и механизм тектогенеза). Современное состояние наук о Земле // Международная конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. khain2011@gmail.com

3. *Баркин Ю.В.* Вековой дрейф центра масс Земли, обусловленный движением плит // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 1996. Т. 37. № 2. С. 79–85.

4. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1988. 382 с.

5. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Геодинамическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа прогноза рудных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

6. *Жатнуев Н.С.* Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // ДАН, 2012. Т.444. № 1. С. 50–55.

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

8. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

9. Росс Эндрю, Тибо Нанс, Егоркин А.В. Вариации тонкой структуры границы ядро-мантия под Сибирью // 4-е геофизические чтения им. В.В.Федынского, 2002 г., М.: ГЕОН, 2002. С. 28.

10. Хаин В.Е. Из воспоминаний геолога. М.: ГЕОС, 1997. 188 с.

11. *Бяков Ю.А. и др.* Широкоугольное сейсмическое профилирование дна акваторий. В 2 ч. Ч. П. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования. М.: Наука, 2001. 293 с.

12. *David C. Rubie, Rob D. van der Hilst.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. Vol. 127. P. 1–7.

### Региональные тектоно-седиментационные структуры с этапами некомпенсированного осадконакопления Восточно-Европейкой платформы

Взаимосвязь тектонических и осадочных процессов были рассмотрены и развивались многими геологами. Н.П. Чамовым рассматривается тектоно-седиментационная система как поле деятельности процессов, которые происходят при обязательном участии структурообразования и осадконакопления, причинно-следственная взаимосвязь которых может быть определена как тектонозависимая (тектосеквентная) седиментация или выраженная в осадочных образованиях тектоника [7]. Всем этим требованиям подходят авлокогены, синеклизы и наложенные прогибы, широко развитые в пределах Восточно-Европейской платформы.

Как отмечает Р.Н. Валеев [4], разрезы рифея авлакогенов, расположенных нередко на больших расстояниях друг от друга, имеют удивительное сходство в строении, составе и условиях накопления слагающих формаций. Была отмечена характерная периодическая цикличность в появлении определенных формаций, что позволяет довольно уверенно группировать последние в комплексы и ряды. Наблюдается цикличность развития авлакогенов: цикл общих опусканий; цикл дифференцированных опусканий; цикл перерастания авлакогенов в синеклизы и цикл инверсии авлакогенов. В целом цикличность превращения авлокогенов вполне сопоставима со стадийностью развития геосинклиналей [4, 5]. Р.Н. Валеев [4, 5] при изучении закономерностей размещения авлакогенов и их морфологических параметров обнаружил следующее: 1) большинство авлокогенов при отчетливой прямолинейности отдельных сегментов образуют в той или иной степени изогнутые дуги; 2) авлакогены группируются в несколько концентрических систем; 3) анализ относительных амплитуд горизонтальных составляющих свидетельствует о том, что максимальные из них обычно соответствуют сегментам, расположенным в вершинах дуг. М.Л. Копп [8], рассматривая авлакогены Восточно-Европейской платформы, установил, что предпочтительное движение крыльев разрывов идет в направлении вогнутости дуги разрыва.

Формирование синеклиз в пределах авлакогенов началось в вендский этап развития Восточно-Европейской платформы (Сергиевско-Абдуллинский, Пачелмский и др. авлакогены). При этом во время фор-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, Россия

мирования синеклиз возникали условия некомпенсированного, когда скорость осадконакопления существенно отстает от темпа тектонического опускания [6].

Одним из основных условий некомпенсированного осадконакопления является их относительная глубоководность. Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникли при изучении осадочных отложений геосинклинальных областей. С развитием глубокого бурения на нефть и газ стало известно о глубоководности платформенных осадков и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла, наложенным прогибам и их системам (Предуральская система прогибов, Камско-Кинельская система прогибов и т.д.). Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания или опускания окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями. Роль геодинамики в формировании ООНТ на юго-востоке Русской плиты исследователями трактуется по-разному: от полного отрицания ее роли, заменяя чисто седиментационными факторами (М.М. Грачевсий, И.А. Шпильман), до признания структур в виде грабенов (Р.Н. Валеев, И.В. Галицкий, С.С. Эллерн), недоразвитых рифтов (В.Г. Изотов) или эрозионных врезов при поднятии территории (Г.С. Перфильев, В.М. Познер, М.И. Марковский, С.В. Семихатов, В.А. Лобов, Р.О. Хачатрян, Е.Ф. Станкевич).

Ещё А.П. Карпинский, рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связано с тектоническими движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. Представления о передаче тектонический напряжений на платформу со стороны орогенов и формирование под их влиянием основных платформенных дислокаций были господствующими в 20–40-е годы после работ А.Д. Архангельского. Н.Н. Форш явления смещения сводов и прогибов связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба.

Таким образом, формирование структур некомпенсированного типа в осадочных бассейнах платформ тесно связано с процессами, проявленными в приграничных подвижных поясах. Развитие определяют этапы динамики осадочных бассейнов, с которыми связано заложение и развитие областей опускания некомпенсированного типа.

Сопоставление стадий развития геосинклинальных прогибов и областей опускания некомпенсированного типа платформ свидетельствуют об их относительной однотипности, если пренебречь некоторыми специфическими особенностями геосинклинальных прогибов – сложностью, длительностью развития и суммарным размахом движения. Можно выделить следующие основные этапы развития ООНТ: общее опускание; геоморфологическое расчленение (формирование бортовых и депрессионных зон); компенсационное поднятие (по С.С. Эллерну). Это связано с тем, что ООНТ формировались в геотектонических режимах горизонтального сжатия и «копируют» в своём развитии некоторые черты геосинклинальных прогибов: глубоководность и цикличность.

В строении ООНТ участвуют формации трансгрессивно-регрессивного цикла (углеродисто-кремнистая, доманиковая, рифовая, карбонатносульфатная, галогенная, угленосная и т.д.).

Минерагеническая специализация структурно-формационных зон ООНТ зависит, во-первых, от парагенезиса формаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная; углеродисто-кремнистая – карбонатная), во-вторых, от поступления химических элементов в бассейн седиментации, в результате подземного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальной эксгаляции, дифференциация которых происходит под влиянием их сродства к сере (Мо, V, Pb, Zn, Cu и др.) или к кислороду (P, Mn и др.) [2, 3].

Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза), орогенного (Предуральский передовой прогиб), активизационного (Днепровско-Донецкий авлакоген) классов представляет нефтегазоносный этак: нефтегенерирующая (доманиковая) – нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная) – нефтеэкранирующая (галогенная и др.).

Латеральный ряд формаций и субформаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная) платформенного (Бугурусланская ООНТ) и орогенного (Предуральская) классов указывает на приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям. Установлена приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская сминеклиза. Предуральский прогиб, Камск-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и т.д.) к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ.

Минерагеническая специализация тектоно-седиментационных структур типа ООНТ важна для прогнозирования целой группы полезных ископаемых (сера, сероводород, нефть, уран, медь, каменные соли, фосфориты и т.д.), как на хорошо изученных, так и малоизученных территориях. В изучении тектоно-седиментационных структур определенный интерес применение аэрокосмических методов и, в частности, метода тепловизионной генерализации Р.Д. Мухамедярова (МВТГМ). Метод тепловизионной генерализаци – это способ преобразования исходных тепловизионных изображений в цифровую модель поля теплового излучения. Объект исследования – тепловизионное изображение земной поверхности в инфракрасном диапозоне волн 8–12 мкм. Этот диапазон характеризуется как окно прозрачности для инфракрасного излучения. Метод позволяет создавать структурные объемные модели тепломассопереноса в геологической среде [1]. Проведенные работы в Пермской области показали, что Шалымский прогиб Камско-Кинеской системы некомпенсированных прогибов хорошо выделяется в интерпретированных материалах тепловизионной генерализации.

### Литература

1. Аминев И.М., Аухатов Я.Г., Мухамедяров Р.Д. Объемные портреты Шиханов Бельской впадины // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: Дизайн Пресс, 2016. С. 3–5.

2. Аухатов Я.Г. Особенности накопления огранического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.

3. *Аухатов Я.Г.* Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез.докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н.Фредерикса. Уфа, 1989. С. 53.

4. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978 235 с.

5. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.

6. Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубровский И.Т. и др. Корреляция разнофациалных толщ при поисках нефти и газа. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1976. 296 с.

7. Чамов Н.П. Тектонозависимая седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена (Восточно-Европейская платформа) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т.П. Москва: РГУ нефти и газа имени Губкина, 2015. С. 5–8.

8. *Кооп М.Л.* Дугообразные структуры растяжения в региональных и глобальных тектонических обстановках: опыт кинематического анализа. М.: ГЕОС, 2017. 96 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 616).

### Палеопротерозойские деформации участков Амбарный и Кулежма-Боярское (Беломорская провинция Фенноскандии)

Беломорская провинция (БП) Фенноскандии является глубоко эродированным фундаментом Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО) ~2.0–1.85 млрд лет [1]. Установлено, что палеопротерозойская переработка архейской коры БП в разных ее доменах была неоднородной [2]. Критерием выделением доменов служит степень участия базитовых интрузий 2.5–2.1 млрд лет в структурно-вещественных преобразованиях.

Изучены два участка в центральной части БП, сложенные архейскими метаморфическими комплексами и метабазитовыми интрузиями раннего палеопротерозоя. Они разделены территорией, перекрытой четвертичными отложениями.

1. Участок Амбарный расположен на востоке. Его центральную часть занимает тектонический блок, в плане имеющий размеры 1.6×1.7 км и представленный комплексом (Амбарнский массив) оливиновых габброноритов 2.4 млрд лет [3], прорванных единичным телом габбро 2.2 млрд лет [4]. По меньшей мере с трех сторон Амбарнский массив ограничен крутопадающими разрывами.

В регионе выявлено несколько стадий деформаций. Пластические деформации, сопровождавшиеся мигматизацией и перекристаллизацией пород со сквозным развитием плоскостных и линейных текстур, проявлены только в породах архейской рамы. Эти деформации отвечают неоархейскому тектогенезу.

**Палеопротерозойская структурно-вещественная переработка** на уч. Амбарный происходила в три этапа.

(1) Самые ранние преобразования в условиях, близких к статичным, достоверно фиксируются только в метагабброидах. Это метаморфизм высокобарной гранулитовой фации 1.89 млрд лет [3]. В породах меняется минеральный состав при сохранении массивной габбровой текстуры.

(2) Следующими фиксируются хрупко-пластические деформации в условиях амфиболитой фации, по-разному проявленные в комплексах с

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

разными реологическими свойствами. В породах рамы отмечены преимущественно складчатые деформации, а в метагабброидах – разрывные. В породах рамы установлены прямые открытые складки субширотного-ВСВ простирания с пологими шарнирами, в которых участвует неоархейские плоскостные текстуры. Складки имеют амплитуду до нескольких сотен метров. Со складками сопряжены крутопадающие разрывы: параллельные осевым плоскостям и сдвиги СЗ и СВ ориентировки. Сдвиги, по меньшей мере, с трех сторон (СЗ, ЮЗ и ЮВ) тектонически ограничивают Амбарнский массив. Вдоль СЗ и ЮЗ тектонических границ в породах массива развиты узкие зоны амфиболизации.

(3) На завершающем этапе в породах рамы сформировались малоамплитудные меридиональные складки с крутыми осевыми плоскостями. Шарниры складок погружаются на север. В породах массива с этими деформациями связаны гранитные пегматиты.

2. Участок Кулежма-Боярское расположен на западе. Его северную часть занимает Боярский габбронорит-троктолитовый массив размером 2×3 км [5], сложенный расслоенным комплексом пород: от ультраосновных (перидотитов) на севере до основных (троктолитов, габброноритов, габбро) к югу. Возраст Боярского массива, по предварительным данным, лежит в интервале 2.5–2.4 млрд лет. Границы массива тектонические, в его подошве породы рассланцованы совместно с вмещающими комплексами. Рама представлена архейскими пара- и ортогнейсами, реже амфиболитами. Они содержат вытянутые будины палепротерозойских метабазитов: Fe-Ti метагаббро с редко сохраняющимися интрузивными соотношениями с породами архея, а также оливиновых габброноритов. Возраст одной из даек Fe-Ti метагаббро составляет 2114.9±16 млн лет [6].

Неоархейские деформации достоверно определяются в единичных местах, где сохранились интрузивные контакты с Fe-Ti метагаббро. Неоархейскому тектогенезу отвечают пластические деформации, сопровождавшиеся рассланцеванием и мигматизацией. На большей части территории неоархейская структура не распознается.

**Палеопротерозойская структурно-вещественная переработка** на уч. Кулежма-Боярское включает пять этапов, которые сформировали сложный интерференционный структурный рисунок.

(1) На первом этапе установлен высокобарный гранулитовый метаморфизм [7], в условиях, близких статическим, который фиксируется в реликтах массивных метагаббро, сохранившихся во внутренних частях крупных тел.

(2) На втором этапе в комплексах рамы произошло пологое рассланцевание, мигматизация и разлинзование пород в условиях пластического течения и метаморфизма границы гранулитовой и амфиболитовой фации. В результате перекристаллизации сформировались новые плоскостные и линейные текстуры. Тела ранне-палеопротерозойских метабазитов испытали будинаж и амфиболизацию в краевых частях. Будины образуют цепочки по простиранию сланцеватости, выполняя роль своеобразных маркеров. Боярский массив был тектонически перемещен, его граница в современной структуре полностью конформна плоскостным текстурам во вмещающих породах, а нижняя часть амфиболизирована. Единичными зонами амфиболизации затронута и внутренняя часть массива.

(3) На третьем этапе все ранее существовавшие плоскостные текстуры претерпели смятие в наклонные асимметричные складки, вероятно, первоначально СЗ простирания. Шарниры складок первоначально были пологими, а амплитуда достигала нескольких километров. Более крутые крылья складок сопровождались срывами сбросовой кинематики на границах пород разного состава. Сланцеватость третьего этапа диагностируется редко.

(4) На четвертом этапе образовались широтные прямые складки, разрывы, параллельные их осевым плоскостям и крутопадающие сдвиги СВ простирания. Шарниры складок по пространственному положению были близки к шарнирам лежачих складок предыдущего этапа и имели субширотное простирание.

(5) На последнем этапе сформировалась крупная синформа ССЗ простирания, которая деформирует все более ранние структуры. Она пересекает Боярский массив, форма которого в результате пересечения синформ разных этапов напоминает чашу. В породах рамы развиты складки второго порядка. Будины метагабброидов не участвуют в смятии. Они ведут себя как жесткие тела и разбиваются на блоки густой сетью мелких разрывов с небольшим смещением, которые нередко маркируются пегматитовыми жилами. Шарниры складок предыдущих этапов были также деформированы.

Таким образом, породы уч. Кулежма-Боярское испытали более сложную эволюцию в позднем палеопротерозое, чем похожие комплексы уч. Амбарный.

– На уч. Амбарный сохранность комплексов архейской рамы и раннепалеопротерозойских метабазитов существенно выше. Здесь осталась почти не переработанной структура нижней части фундамента ЛКО, затронутая статическим метаморфизмом 1.89 млрд лет в условиях нижней коры (автохтон).

– На уч. Кулежма-Боярское проявлены палеопротерозойские пластические деформации, которые соответствуют этапу формирования глубинных покровов [2] и, вероятно, следующему за ним этапу начала растяжения и инверсии тектонических перемещений. Архейский фундамент, прорывающие его ранне-палеопротерозойские метабазиты были значительно переработаны в качестве параавтохтона. Участки Амбарный и Кулежма-Боярское представляют собой разные фрагменты фундамента ЛКО. Их тектоническое совмещение произошло во время этапа формирования прямых широтных складок по сопряженному с ними крутопадающему сдвиговзбросу. Он с ЮЗ ограничивает Амбарнский массив и продолжается в СЗ направлении. Дальнейшая структурная эволюция обоих участков проходила совместно.

### Литература

1. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland– Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.) // European Lithosphere Dynamics. Geological Society London. Memoirs. 32. 2006. P. 579–598.

2. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

3. Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Котов А.Б., Азимов П.Я. U-Pb геохронологические исследования метаморфизованных габброидов центральной части Беломорской провинции // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 152–153.

4. Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionov A.N., Larionova Y.O., Kervinen A.V., Stepanov V.S. Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: Origin and tectonic implications // Lithos. 2021. Vol. 400–401. P. 106377.

5. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

6. *Stepanova A., Stepanov V.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol. 183. No. 3. P. 602–616.

7. Азимов П.Я., Степанова А.В., Бабарина И.И., Кервинен А.В., Степанов В.С. Реликтовый палеопротерозойский высокобарный гранулитовый метаморфизм в метабазитах Беломорской провинции Фенноскандинавского щита как индикатор условий пика коллизии в Лапландско-Кольском орогене: Боярский габбронорит-троктолитовый массив // Петрология и геодинамика геологических процессов. г. Иркутск, 06–13 сентября, 2021. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 2021. Т. 1. С. 15–18.

### Термальная эволюция Сибирской трапповой провинции по результатам трекового анализа апатита из интрузивных комплексов

В пределах древней Сибирской платформы на рубеже палеозоя и мезозоя произошло масштабное магматическое событие, в результате которого сформировалась Сибирская пермо-триасовая трапповая провинция. Основная фаза её магматизма, согласно результатам U-Pb датирования, пришлась на интервал времени 252-250 млн лет [1-3 и др.]. Однако наличие геохронологических определений, приходящихся на интервал ~240-230 млн лет (главным образом Ar-Ar [4] и единичных U-Pb [3 и др.]), указывает, что магматизм в пределах Сибирской трапповой провинции мог продолжаться более длительное время. С другой стороны, можно предположить, что различие U-Pb и Ar-Ar возрастов связано с тепловой эволюцией Сибирской платформы в целом и интрузивных тел Сибирской трапповой провинции, в частности. В этом случае, упомянутое различие значений изотопного возраста отражает время, прошедшее с момента закрытия U-Pb и Ar-Ar изотопных систем в конкретных минералах. Так, для Падунского силла U-Pb возраст цирконов составляет около ~250 млн лет [2, 5], а оценки Ar/Ar возраста плагиоклаза составляют ~240 млн лет [4]. Такое различие возрастов, может означать, что остывание силла от температуры закрытия U-Pb системы в цирконе (~900 °C) [6] до температуры закрытия Ar-Ar системы в плагиоклазе (~300 °C) [7] длилось около 10 млн лет, что представляется маловероятным. В качестве альтернативного сценария может быть рассмотрен вторичный прогрев силла в ходе его погружения ниже изотермы 300 °C. Эта гипотеза может быть проверена с использованием низкотемпературных термохронометрических методов, наиболее распространённым из которых является трековый анализ апатита. Этот метод позволяет не только оценить время, прошедшее с момента последнего остывания пород ниже 110 °С (температура полного отжига треков в апатите), но и проследить

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Аризонский университет, Тусон, США

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

их тепловую историю в интервале 110-60 °С (зона частичного отжига треков).

Трековый анализ апатита выполнен для интрузивных тел пермотриасовой трапповой формации, расположенных в разных частях Сибирской платформы: (1) щелочно-ультраосновных кольцевых плутонов Одихинча, Ессей и Маган, (2) интрузий Норильск-1 и Контайской, (3) Падунского силла и (4) Котуйской дайки. Трековое датирование проводилось методом внешнего детектора [8, 9] в университете Аризоны (Тусон) при помощи отожженных низкоурановых детекторов из мусковита.

Полученные значения средневзвешенного трекового возраста находятся в диапазоне 207–173 млн лет со средним значением 193±19 (1 $\sigma$ ) млн лет. Значения длин треков находится в диапазоне 14.89±0.27 и 13.59±0.34 µm при среднем значении 14.18±0.17 µm. Распределение длин треков унимодальное и преимущественно узкое, что свидетельствует о быстром прохождении породами температурного диапазона 110–60 °C (зоны частичного отжига треков в апатите).

Новые определения трекового возраста согласуются с первыми результатами трекового анализа в пределах Сибирской платформы по апатиту из пород кровли кристаллического фундамента, которые показывают трековый возраст 222–185 млн лет [10]. Похожие трековые определения (192±11 млн лет) были получены недавно в ходе термохронологических исследований на Таймыре [11]. Кроме того, полученный диапазон значений трековых возрастов, в пределах ошибки определения не противоречит нашим результатам, полученными для Гулинского плутона (Маймеча-Котуйский район), оценки трекового возраста которого находятся в диапазоне ~250–231 млн лет со средней ошибкой определения (1σ) ±34 млн лет [12].

Для реконструкции термальной истории пород и разработки модели термальной эволюции верхних горизонтов коры Сибирской платформы нами использовались полученные U-Pb, Rb-Sr и трековые возраста, а также уже опубликованные U-Pb и Ar-Ar определения с позиции их термохронологической интерпретации и концепции температур закрытия изотопных систем.

Наиболее вероятный сценарий тектоно-термальной эволюции комплексов, объясняющий более молодой трековый возраст, заключается в том, что после внедрения в приповерхностных глубинах около 250 млн лет рассматриваемые интрузивные тела были погребены ниже изотермы 110 °С из-за накопления мощного вулканогенно-осадочного чехла. Этот процесс мог происходить одновременно с увеличением теплового потока в триасовое время относительно сегодняшнего дня, что было отмечено в [10]. В результате этого породы нагрелись выше температуры полного отжига треков в апатите. В то же время, вышележащие породы могли действовать как «тепловое одеяло» (thermal blanket) [13] и привести к повышенным температурам без значительного погружения интрузивных комплексов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 20-35-90066, 18-35-20058, 18-05-00590 и 18-05-70094), госзадания 0137-2019-0014, Программы развития МГУ, Центра коллективного пользования «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН и Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

### Литература

1. Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В., Чеканов В.И. и др. // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45. 2016.

2. *Burgess S.D., Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. Vol. 1. № 7. P. 1–14.

3. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 214. P. 75–92.

4. Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth-Science Reviews. 2013. Vol. 122. P. 58–76.

5. Патон М.Т., Иванов А.В., Фиорентини М.Л., Мак-Наугтон Н.Ж., Мудровская И., Резницкий Л.З., Демонтерова Е.И. Позднепермские и раннетриасовые магматические импульсы в Ангаро-Тасеевской синклинали, Южно-Сибирские траппы и их возможное влияние на окружающую среду // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1298–1309.

6. Oriolo, S., Oyhantçabal P., Wemmer K., Basei M.A.S., Benowitz J., Pfänder J., Hannich F., Siegesmund S. Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny // Tectonics. 2016. Vol. 35.

7. Schaen A.J., Jicha B.R., Hodges K.V., Vermeesch P., Stelten M., Merce C., Phillips D., Rivera T., Jourdan F., Matchan E., Hemming S., Morgan L., Kelley S., Cassata W., Heizler M., Vasconcelos P., Benowitz J., Koppers A., Mark D., Singer B. Interpreting and reporting <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronologic data // GSA Bulletin. 2021. 10.1130/B35560.1.

8. *Gleadow A.J.W.* Fission-track dating methods: what are the real alternatives? // Nuclear Tracks. 1981. Vol. 5. N 1-2. P. 3–14.

9. *Malusà M.G., Fitzgerald P.G.* (eds.). Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer, 2019. 393 p.
10. Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термальная эволюция северовостока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли. 2009. № 10. С. 79–96.

11. Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 119. P. 221–241.

12. Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В. Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Vol. 11. N 1. P. 75–87.

13. *Luszczak K., Persano C., Stuart F.M.* Early Cenozoic denudation of central west Britain in response to transient and permanent uplift above a mantle plume // Tectonics. 2018. Vol. 37. P. 914–934.

# А.С. Балуев<sup>1</sup>, Ю.В. Брусиловский<sup>2</sup>, А.Н. Иваненко<sup>2</sup>

## Строение земной коры южного замыкания Восточно-Баренцевского рифтогенного трога по данным интерпретации аномальных гравимагнитных полей

Одной из актуальных проблем современной геологии является изучение глубинного строения сложно построенных участков земной коры, таких, как область сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. Изучаемый район охватывает юго-восточную часть Баренцевоморского шельфа, где основным структурным элементом является южное замыкание Восточно-Баренцевского рифтогенного трога, и прилегающую сушу (рис. 1А).

Основой для анализа послужила цифровая матрица (grid) аномального магнитного поля исследуемой площади, составленная по материалам детальных морских магнитных съёмок, выполненных в 2002–2007 гг. рядом научных и научно-производственных организаций при участии ВНИИОкеангеология и любезно предоставленных авторам для дальней-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

шей интерпретации, которая заключалась в разделении поля по глубине до источников, и решение обратной задачи для каждого из выделенных горизонтов.

Помимо процедуры разделения поля по частоте и решения обратной задачи, для каждого выделенного горизонта была оценена связь между гравитационными и магнитными аномалиями, для чего между ними по площади в скользящем окне рассчитывался коэффициент корреляции (**R**). Предварительно аномальное магнитное поле приводилось к полюсу, а для гравитационного поля рассчитывалась вертикальная производная. Полученные значения коэффициента корреляции варьируют в пределах от -1 до 1. Коэффициент корреляции рассчитывался отдельно, как для низкочастотной, так и для высокочастотной составляющей. Для каждой из составляющих поля были построены карты распределения (**R**). Области положительной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями магнитного поля.

Области отрицательной корреляции соответствуют структурам, которые в потенциальных полях отражаются положительными гравитационными аномалиями и отрицательными аномалиями магнитного поля. В границах исследуемого региона для низкочастотной составляющей это может быть скрытая под осадками Тимано-Канинская зона, которая прослеживается на шельфе характерными линейными положительными гравитационными и отрицательными магнитными аномалиями.

Для менее глубинной части разреза так же выделяются области положительной и отрицательной корреляции. Из решения обратной задачи для этого горизонта было установлено, что он сложен локальными источниками, распределёнными в верхней части осадочного чехла. Обращает на себя внимание закономерное дуговое расположение аномалий положительной корреляции вдоль флексурно-сбросовых зон, ограничивающих с запада и востока Южно-Баренцевский рифтогенный прогиб (см. рис. 1А). Совмещение магнитных и гравитационных аномалий в данном случае свидетельствует об единых источниках этих аномалий, которыми могут служить магматические массивы основного состава, внедрившиеся по сбросовым зонам рифтообразующих разломов в верхние слои земной коры в девонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите. Этот прогноз находит подтверждение при анализе глубинного динамического разреза по сейсмическому профилю KS 0913 [1] СЗ простирания, секущего вкрест простирания зону сочленения Тимано-Печорской плиты с восточным бортом Южно-Баренцевской впадины, вдоль которого отмечаются аномалии положительной корреляции гравимагнитных полей (рис. 1Б). На профиле интервалы нарушенной сейсмической записи, обусловленные, по всей видимости, внедрением



**Рис. 1.** Схема распределения коэффициентов корреляции гравимагнитных полей для высокочастотной составляющей.

А – *1*–3: гравимагнитные аномалии в пределах акватории, интерпретируемые как интрузивные массивы: *1* – основного состава, *2* – кислого состава, *3* – щелочного состава; *4*–*6* – разломы: *4* – взбросо-надвиговая тектоническая зона; *5*, *6* – сбросы: а – на суше, б – в акватории; *7* – линия разреза, показанного на

рис. 1Б. Справа – шкала коэффициента корреляции от +1 до -1. Б – фрагмент глубинного динамического разреза по профилю KS0913 [1] с дополнениями. *I* – разрывные нарушения, *2* – сейсмические границы комплек-

сов, 3 – интрузивные тела, внедрившиеся в осадочную толщу девона

в осадочную толщу магматических пород, совпадают пространственно с вышеупомянутыми аномалиями положительной корреляции.

Судя по размерам аномалий положительной корреляции массивы магматических пород имеют. площадное распространение в виде силлоподобных тел, вероятнее всего, долеритового состава. Об этом свидетельствует наличие крупных (до 50 м мощностью) долеритовых даек ССВ простирания в прибрежной части Баренцева моря, в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, являющейся структурой пропагации Восточно-Баренцевского трога в тело Балтийского щита. Эти дайки прорывают верхнерифейские отложения Ивановского грабена и имеют девонский возраст. На северном берегу Ивановской губы выделено силлоподобное тело, сложенное долеритами. По химическому составу и петрографическим характеристикам [2] породы силла и подводящего канала (дайка) идентичны девонским долеритам. Таким образом, данные наземных исследований предполагают формирование девонских траппов вдоль сбросовых зон Южно-Баренцевского рифтогенного прогиба. Причиной же образования такой обширной области траппового магматизма и собственно начала проявления процессов рифтогенеза в девоне на Свальбардской плите могло служить возникновение плюмового воздействия на литосферу плиты.

Представляет интерес и тот факт, что вдоль осевой линии Южно-Баренцевской впадины простирается цепочка аномалий отрицательной корреляции, где положительные гравитационные аномалии совпадают с отрицательными магнитными аномалиями. Т.е., вдоль оси впадины располагаются источники аномалий с высокой плотностью, но с пониженной намагниченностью. Пространственно эта цепочка аномалий отрицательной корреляции совпадает с центральным разломом впадины, который являлся в своё время осью растяжения земной коры в процессе рифтинга. Однако природа этих образований остается пока неясной.

Также было установлено, что магнитоактивный слой исследуемого региона имеет сложное строение, в разрезе которого присутствуют, как

минимум, два структурных уровня, отражающих определённые этапы формирования изучаемой площади.

Нижний уровень представлен массивными блоками глубинного заложения и отвечает, вероятней всего, крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики (древнее основание литосферной плиты ВЕП) и Лаврентии (древнее основание литосферной плиты Северо-Американской платформы) при распаде суперконтинента Палеопангеи (Колумбии).

Верхний структурный уровень свидетельствует о внедрении в верхние слои земной коры по зонам рифтообразующих разломов магмы основного состава в позднедевонское время в процессе континентального рифтинга на Свальбардской плите.

### Литература

1. Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / Под ред. Г.С.Казанина. АО «МАГЭ». Мурманск; СПб.: Реноме, 2020. 544 с.

2. Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Щербакова Т.Ф., Серов П.А. Геохимия палеозойских долеритовых даек северо-востока Кольского полуострова и их соотношения с трапповым и щелочным магматизмом // Геохимия. 2020. Т. 65. № 8. С. 752–767.

# А.А. Баранов<sup>1,2</sup>, А.М. Бобров<sup>1</sup>, А.В. Чуваев<sup>2</sup>

### Глубочайшие впадины на суше – новые данные и возможный механизм их образования

Последние данные о подледном рельефе Антарктиды из проекта BED-MACHINE свидетельствуют о наличии глубочайших впадин на суше среди всех материков [1]. Глубочайшая впадина на континенте и в мире (на суше) – это впадина Денмана в Восточной Антарктиде. Ее глубина достигает 3500 м ниже уровня моря, и она существенно превышает глубины

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

Байкала, Каспия и Танганьики. В Антарктиде имеются и другие немного менее глубокие впадины дна – впадины Бэрда и Бентли, рифт Ламберта, впадины земли Коутс и другие. Все эти впадины заполнены льдом (и иногда водой подо льдом). Такие глубины на порядок превосходят глубины сухих континентальных впадин на других континентах. Причем глубокие впадины ледового ложа в Антарктиде довольно узкие и имеют, повидимому, рифтовое происхождение. В чем же причина такого большого различия между Антарктидой и другими континентами? Причина связана с оледенением континента. Как известно, узкие и глубокие континентальные замкнутые впадины становятся ловушкой для осадков и довольно быстро (по геологическим масштабам) заполняются осадками. Поэтому образование узких и глубоких впадин на континентах затруднено. Если же произошло оледенение, то седиментация в этом районе прекращается, тогда как геологические процессы в глубине продолжаются. Как известно Антарктида испытала процессы растяжения при распаде Гондваны. Как показали новейшие исследования, они продолжаются более локально и сейчас. Согласно данным сейсмической томографии под Западной Антарктидой лежит неглубокая горячая мантия, а кора существенно утонена [2]. Западно-Антарктическая рифтовая система простирается на тысячи километров от Трансантарктических гор у острова Росса до границы с Восточной Антарктидой (земля Коутс). Она начала формироваться в меловом периоде при распаде Гондваны. Растяжение по широкому фронту сформировало обширные шельфы Росса и Филхнера-Ронна с многослойными осадками (до 12 км). Позже и в настоящее время растяжение (и вулканизм) продолжается более локально – например, рифт Террор у подножия Трансантарктических гор. Мы предполагаем, что впадины Бентли и Бэрда между Трансантарктическими горами и Землей Мэри Бэрд, а также впадины между Антарктическим полуостровом и горами Элсуэрт, впадины земли Коутс, как продолжения Западно-Антарктической рифтовой системы с глубинами до 2500 м – результат рифтинга уже после оледенения Антарктиды. Более интересная ситуация с рифтовыми впадинами в Восточной Антарктиде. Как показывает сейсмическая томография в настоящее время под Восточной Антарктидой лежит высокоскоростная холодная мантия с мощностью континентальной литосферы до 200 км [3]. В процессе распада восточной части Гондваны Восточная Антарктида сместилась с мантийного плюма, который в настоящее время образовал горячую точку и плато Кергелен, уйдя на юг. В последнее время на основе анализа новых данных о строении подледного рельефа высказаны предположения о существовании Восточно-Антарктической рифтовой системы [4] аналогично Восточно-Африканской рифтовой системе. Эта система в основном лежит в Австрало-Антарктическом блоке Восточной Антарктиды и включает в себя рифт Ламберта, впадины Скотта и Денмана, впадину



**Рис. 1.** Карта подледного рельефа BEDMACHINE с нанесёнными поверх сейсмическими данными из работы [1]



Рис. 2. Карта осадков из работы [5]

Восток, подледную систему впадин в бассейне Аврора, изолированные впадины Адвенче и Астролябии, рифты Вандерфорта и Тоттена и систему подледных грабенов бассейна Уилкса. Все они имеют глубины более 1000 м, а для большинства подледные глубины превышают 2000 м ниже уровня моря. На рис. 1 показан подледный рельеф континента согласно модели BEDMACHINE [1]. Черным цветом показаны области глубже 1000 м. Оледенение Антарктиды произошло в миоцене. Отсюда можно сделать вывод о том, что многочисленные узкие подледные впадины Антарктиды продолжили формироваться уже после полного оледенения материка и практически не заполнялись осадками с того времени. При подходе к береговой линии со стороны суши рельеф глубоких впадин быстро выполаживается. Это можно объяснить периодической регрессией и трансгрессией моря. При локальном потеплении и таянии льда у побережья подледную впадину затапливает море и осадки быстро заполняют глубокую впадину. Ближе к центру континента лед сохраняется с момента оледенения, предохраняя глубокие впадины от заполнения осадками. Данный результат подтверждается также данными о мощности осадков в этих бассейнах (рис. 2). Согласно модели авторов ANTASed [5], для большинства впадин Австрало-Антарктического блока мощности осадков составляют 2-4 км (при подледных глубинах более 1 км). Исключение составляет впадина Восток с мощностью осадков до 7 км. По-видимому, она стала формироваться до оледенения этой части материка и успела накопить большее количество осадков, чем другие рифтовые впадины. Аналогичная ситуация и в Западной Антарктиде. Мощность осадков под обширными шельфами Росса и Филхнера-Ронна достигает 6 и 12 км соответственно при относительно плоском и неглубоком подледном рельефе, тогда как узкие и глубокие впадины Бентли, Бэрда, границы шельфа Росса и Филхнера-Ронна с продолжением на земле Коутс имеют меньшую мощность осадков (2-4 км).

### Литература

1. Morlighem M., Rignot E., Binder T., Blankenship D., Drews R., Eagles G., Eisen O., Ferraccioli F., Forsberg R., Fretwell P. et al. Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice shee // Nat. Geosci. 2020. N 13. P. 132–137.

2. *Danesi S., Morelli A.* Structure of the upper mantle under the Antarctic Plate from surface wave tomography // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 28. P. 4395–4398.

3. *Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М.* Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий // Вычислительные технологии. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–117. 4. *Baranov A., Tenzer R., Morell, A.* Updated model of the consolidated crustal thickness and P-wave velocities of Antarctic continent // Gondwana Research. 2021. Vol. 89. P. 1–18.

5. Baranov A., Morelli A., Chuvaev A. ANTASed – An Updated Sediment Model for Antarctica // Front. Earth Sci. 2021. Vol. 9. P. 722699. doi: 10.3389/ feart.2021.722699

## Е.А. Баталева<sup>1</sup>, В.Е. Матюков<sup>1</sup>

## лубинное строение восточной части Иссык-Атинского разлома (Северный Тянь-Шань)

За последние годы достигнут значимый прогресс в изучении зон динамического влияния разломных структур Северного Тянь-Шаня электромагнитными методами [1-3]. По современным представлениям, основанным на результатах тренчинга (метод изучения сейсмодеформаций в разрезах канав) [4, 5], структурно-геологических построениях [6–8] установлено, что для позднечетвертичной структуры Северного Тянь-Шаня характерно наличие практически непрерывной зоны активных разломов, состоящей из транспрессионной левосдвиговой Кемино-Чиликской зоны [9], переходящей к западу в активные надвиги южного обрамления Чуйской впадины (Иссык-Атинский и Шамси-Тюндукский разломы), а с востока ограниченная Чунджа-Капчагайской системой активных разломов северо-западного простирания. Эта зона разделяет изометричные блоки Киргизской части Северного Тянь-Шаня от выпуклых к югу блоков (Заилийский и Чу-Кендыктасский), облекающих Илийскую впадину. Чуйская впадина представляет собой межгорную впадину, палеозойский фундамент которой перекрыт мощным чехлом осадочных пород мезокайнозойского и четвертичного возрастов [11-13]. Поэтому поиск и уточнение территориального положения и структуры активных разломов, как визуально наблюдаемых, так и скрытых, проводится по данным геофизических исследований, а выявление участков активных разломов земной коры, способных генерировать землетрясения различной силы, является наиболее актуальной проблемой при оценке сейсмической опасности в настоящее время.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия

Раздробленная структура Северного Тянь-Шаня, отчётливо выражена в перекрестно-решетчатом характере системы разломов, в позднечетвертичное время были сформированы ее основные блоки: Киргизский, Заилийский, Чу-Кендыктасский Чарынский и Иссык-Кульский. Именно по разломным ограничениям указанных блоков сосредоточена основная сейсмичность региона и, соответственно, при оценке сейсмической опасности в качестве площадных источников должны быть выбраны эти блоки. В статье [5] показана сегментация Иссык-Атинского разлома, который был авторами разделён на отрезки на основе таких параметров как сейсмический, поведенческий, структурный и геометрический. Описаны характеристики выделенных сегментов и взаимоотношения между ними.

Ребецкий Ю.Л. (ИФЗ РАН) и Кузиков С.И. (НС РАН) в работе [10] представили результаты тектонофизического районирования активных разломов Северного Тянь-Шаня. Авторами было выделено и оцифровано 102 разлома и построена карта активных разломов Северного Тянь-Шаня. Отмечено, что большая часть исследуемой территории представлена разломами взбросовой кинематики с лево- и правосдвиговой компонентой. рассчитанная кинематика разломов для современной стадии деформирования верхней части коры Северного Тянь-Шаня в целом соответствует данным геологических наблюдений за смещениями крыльев разломов в приповерхностных слоях. Установлено, что лишь некоторую часть разломов земной коры (около 20-30 %) можно отнести к активным в современном поле напряжений [10]. Однако этот вывод касается только тех тектонических нарушений, которые выходят на дневную поверхность, но на рассматриваемой территории существуют и скрытые разломные структуры фундамента и зоны их пересечения, которые также могут быть активными.

Проведенные ранее электромагнитные исследования подтверждают, как существование скрытых разломных структур, так и геоэлектрической сегментации исследуемой территории [2, 3, 14], отражающей основные элементы блочной структуры зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта, которую необходимо учитывать при построении комплексной геолого-геофизической геодинамической модели развития Тянь-Шаня как яркого примера внутриконтинентального орогена. При этом в геоэлектрической модели активного Иссык-Атинского разлома, контролирующего зону сочленения Киргизского хребта с Чуйской впадиной в обстановке сжатия и представляющего собой по геологическим данным 6 тектонических сегментов, на сегодняшний день не существует. Данные о проявлении линеаментов разлома в электромагнитных параметрах также отсутствуют. Таким образом, установление характерных для каждого конкретного линеамента разломной структуры значений электромагнитных параметров актуально и исследование динамики их вариаций могут составить основу нового подхода для оценки напряженнодеформированного состояния разломной зоны. Выявление скрытых активных разломов может способствовать решению проблем современной геодинамики, в виду того, что установлена взаимосвязь между развитием тектонических нарушений и распределением сейсмичности [15]. Принимая во внимание, что два крупнейших сейсмических события – Кемино-Чуйское 1938 г. (M = 6.9; 42.70° с.ш., 75.80° в.д.; K = 16) и землетрясение (M = 6.4; 42.70° с.ш., 75.90° в.д., K = 15.5) произошли на участке, который расположен в непосредственной близости от Иссык-Атинского разлома и может быть его продолжением, в 2020 году был заложен профиль, секущий вкрест зону предполагаемого разлома.

Основным геофизическим методом исследования являлось магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), основанное на изучении вариаций естественного электромагнитного Земли. Метод магнитотеллурического зондирования является одним из наиболее востребованных геофизических методов изучения глубинного строения Земли. Наиболее эффективен он при исследовании разломных зон как объектов (геологических тел), где наиболее ярко проявляются процессы, связанные с повышенной геодинамической активностью, приливные эффекты, а также процессы, обусловленные взаимодействием и преобразованием геофизических полей [1–3, 14].

Для построения модели был использован материал (9 зондирований), полученный по локальному профилю (рис. 1) длиной 4 км. Работы МТЗ (диапазон периодов 0.001–1600 с) были выполнены с применением новейших программ SSMT-2000 аппаратурой Phoenix MTU-5. Интерпретация результатов магнитотеллурического зондирования выполнена с помощью алгоритма двухмерной инверсии Rodi-Mackie. Программа реализует метод нелинейных сопряженных градиентов, который пытается минимизировать целевую функцию, которая представляет собой сумму нормализированных невязок, данных и сглаженности модели. Компромисс между невязками данных и сглаженностью модели контролируется параметром регуляризации  $\tau$ . Параметр  $\tau$  задается вручную пользователем. Входными данными инверсии являются продольные и поперечные кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса по 9 пунктам наблюдения в интервале периодов от 0.01 до 1600 с.

Сетка аппроксимационной модели состоит из 78 ячеек по горизонтали, разреженных по краям модели и учащенных в окрестностях точек зондирования, и из 73 ячеек по вертикали, увеличивающихся по размерам с глубиной. При построении сетки учитывается рельеф местности. Сопротивление стартовой модели – 100 ом\*м. Пределы погрешностей, инвертируемых данных следующие: модуль кажущегося сопротивления



Рис. 1. Карта-схема сегментации Иссык-Атинского разлома (Северный Тянь-Шань)

(ТЕ мода) – 100%, модуль кажущегося сопротивления (ТМ мода) – 10%, фаза импеданса (ТЕ мода) – 5%, фаза импеданса (ТМ мода) – 5%, типпер – 0.01%. В результате нескольких тестовых расчетов инверсии было выбрано значение параметра регуляризации 3. В результате выполнения 200 итераций получена модель, представленная на рисунке 2. Значение RMS-невязки составило 1.76.

Геоэлектрический разрез (рис. 2) характеризуется контрастным распределением областей различной электропроводности, где выделяются ряд неоднородностей электропроводности: 1) высокоомный блок, со значениями кажущегося сопротивления 750–2750 Ом·м, залегающий на глубинах 0–5 км в средней части разреза и разделенный субвертикальными проводящими зонами по краям разреза; 2) субгоризонтальная проводящая зона (пп. 4–6), залегающая на глубинах 0–2 км в центральной части разреза. На севере профиля, под осадочным чехлом, мощность которого достигает 400 м, расположена субвертикально падающая проводящая структура (п. 9), которая на глубине около 2-х км приобретает наклон в южном направлении, постепенно выполаживается и смыкается с суб-



**Рис. 2.** Геоэлектрический разрез вдоль МТ профиля «Боом». Расположение профиля показано на рис. 1

горизонтальной проводящей зоной, залегающей на глубине 5 км. Мощность проводящей структуры меняется с первых сотен метров в верхней части разреза до 2.5 км на глубине 5 км, сопротивление в зоне динамического влияния разломной структуры варьирует в пределах от 1 до 200 Ом · м.

Таким образом, в результате выполненных исследований построен геоэлектрический разрез, в котором под осадочным чехлом обнаружена субвертикально падающая проводящая структура, которая может быть продолжением Иссык-Атинского разлома и представлять собой его скрытый седьмой сегмент. Перспективное направление дальнейших электромагнитных исследований, на наш взгляд, заключается в проведении мониторинговых наблюдений в зоне скрытой разломной структуры различными электромагнитными методами.

### Литература

1. Rybin A., Bataleva E., Nepeina K. Matiukov V., Alexandrov P., Kaznacheev P. Response of cracking processes in variations of geophysical fields // Appl. Geophys. 2020. № 181. 104144.

2. Баталева Е.А. Активные разломы в структуре БГП и их отражение в электромагнитных параметрах // Материалы пятой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН: Тез. докладов. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2020. С. 139– 146.

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

4. *Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уелдон Р., Дельво Д., Клеркс Ж.* Активные разломы Тянь-Шаня // Наука и новые технологии. 2001. № 2. С. 22–28.

5. Абдрахматов К.Е., Джумабаева А.Б. Сегментация Иссык-Атинского разлома (Северный Тянь-Шань) // Вестник Института Сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики. 2014. № 1 (3). С. 24–30.

6. Пржиялговский Е.С. Кузиков С.И. Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона / Е.С. Пржиялговский (ред.). Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докладов. Бишкек: Изд-во ДЭМИ, 2014. С. 36–38.

7. *Миколайчук А.В.* Новейшие разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. 1999. № 2. С. 42–47.

8. *Лемзин И.Н.* Разломы кыргызской части Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2005. 60 с.

9. Delvaux D., Abdrakhmatov K.E., Lemzin I.N., Strom A.L. Landslides and surfasebreacks of the 1911, M 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan // Russian geology and geophysics. 2001. Vol. 42. N 10. P. 1667–1677.

10. *Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И.* Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225–1250.

11. *Кнауф В.И*. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня // Тр. УГ и ОН при СМ Кирг. ССР. Сб. 2. Госгеолтехиздат, 1962. С. 3–11.

12. Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и её горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.

13. *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 248 с.

14. *Рыбин А.К.* Глубинные электромагнитные зондирования в центральной части Киргизского Тянь-Шаня. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Научный мир, 2001. 152 с.

15. *Scholz C.H.* The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 2002. 471 p.

## Литогеохимические и изотопные исследования (δ<sup>13</sup>C, δ<sup>18</sup>O) карбонатных, терригенно-карбонатных и тонкозернистых терригенных образований, как источник информации об условиях формирования осадочных толщ на мысе Кибера в каменноугольное время

Район исследований расположена в Чукотском автономном округе, тектонически приурочен к Чукотской складчатой области. Палеозойские отложения на территории Чукотки выходят на поверхность на поднятиях (Полярнинское, Алярмаутское, Куульское, Рывеемское, Иультинское) и на шельфе Чукотского моря. Объектом исследований являются карбонатные, терригенно-карбонатные и тонкозернистые терригенные каменноугольные отложения мыса Кибера (Западная часть Куульского поднятия).

Литогеохимические и изотопные исследования ( $\delta^{13}$ C,  $\delta^{18}$ O) в последние годы всё прочнее занимают место в изучении палеозойских пород Чукотки [1, 19], так как появилась необходимость выявления маркирующих признаков при расчленении метаморфизованных палеозойских толщ, особенно не охарактеризованных фаунистически. Новые данные позволят дополнить палеореконструкции осадочного бассейна Чукотского региона в каменноугольное время.

В задачи исследование входило проведение сбора и анализа опубликованных геологических данных об исследуемых отложениях, просмотр и описание шлифов (85 шт.), обработка результатов 15 проб геохимического анализа методами ICP-MS и РФА, 10 проб рентгеноструктурного анализа (XRD) и изотопного ( $\delta^{13}$ C,  $\delta^{18}$ O) карбонатных и терригенно-карбонатных пород.

Отложения карбона разделяются на две свиты: юнонскую ( $C_1$ *jn*) и киберскую ( $C_{1-2}kb$ ) [2, 6–8]. В основании каменноугольных отложений м. Кибера отмечены прослои олигомиктовых и полимиктовых конгломератов и гравелитов – нижняя часть юнонской свиты. Остальная часть разреза представлена известковыми алевролитами, аргиллитами и детритовыми известняками. U-Pb возраст цирконов, выделенных из конгломерата юнонской свиты, составляет 355–361 и 359±3 млн лет, что сопоставляется с возрастом гранитов Киберского массива – 351.4±5.6 и 353±5 млн лет и свидетельствует о размыве гранитного массива с формированием синхрон-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

ных конгломератов при проявлении элсмирских тектонических событий [16, 17].

На отложениях юнонской свиты с постепенным переходом залегают отложения *киберской свиты*, представленные детритовыми известняками, известковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и криноидными известняками [2, 6–8, 19]. На основании определений возраста фаунистических остатков, нижняя часть свиты отнесена к башкирскому ярусу, верхняя – к московскому ярусу. Среднекаменноугольные отложения киберской свиты содержат больше терригенного материала, чем нижнекаменноугольные отложения юнонской свиты [1]. На киберской свите с размывом, но без видимого углового несогласия залегают пермо-триасовые отложения (Р<sub>2</sub>-Т<sub>1</sub>g гэсмыткунская толща). Контакт неровный, с карманами и вымоинами глубиной до 30 см [6, 19].

**Геохимические исследования.** Использование данных геохимических исследований обусловлено ограниченностью литологических методов из-за преобразований исходных пород. В таких случаях возрастает роль геохимических методов, позволяющих проводить генетические реконструкции [4, 9]. Суммарная концентрация РЗЭ в карбонатных породах Куульского поднятия – 18.2–129.0 мкг/г; в терригенно-карбонатных образованиях возрастает от 137.1 до 259.7 мкг/г; в тонкозернистых терригенных от 242.9 до 655.6 мкг/г. Суммарные содержания РЗЭ каменноугольных известняков и терригенно-карбонатных пород Куульского поднятия низкие, что косвенно указывает на морские условия осадконакопления.

Источники сноса – палеоводосборы. Исходя из литологического строения изучаемого осадочного комплекса, традиционно считается, что основными источниками алюмосиликокластики для терригенных образований мыса Кибера являлся Киберский гранитный массив. На доминирование в течении всего каменноугольного периода в области сноса кислых магматических пород указывает и локализация фигуративных точек составов алевроаргиллитов и аргиллитов на диаграмме La/Sc–Th/Co [13], и отчетливая отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu\* от 0.57 до 0.79, характерная для магматических пород кислого состава.

Однако в изученных образцах значения отношения **ЛРЗЭ/ТРЗЭ** варьируют от 2.8 до 4.15, что указывает на размываемые магматические породы основного состава [4], это противоречит имеющимся данным. Величина (La/Yb)<sub>N</sub> = 13.14 – обр. М10-11/3 в нижней части юнонской свиты, (La/Yb)<sub>N</sub> варьирует от 6.00 до 8.65 в отложениях киберской свиты, что также позволяет предполагать участие в их составе какой-то доли продуктов размыва основных магматических образований [12]. На возможное присутствие в областях размыва основных пород указывают и достаточно низкие (на уровне 1.27–1.95) величины **Сг/Ni** в ряде образцов алевроаргиллитов и аргиллитов [14]. По всей видимости, источником

сноса являются непротерозойские эффузивы основного состава врангелевкого комплекса [3].

Палеосоленность и палеоклимат. Отношение Sr/Ba – индикатор палеосолености. Sr/Ba > 1 в криноидных и детритовых известняках, а в терригенно-карбонатных и в тонкозернистых образованиях Sr/Ba < 1, что может указывать на привнос терригенного материала речными потоками в гумидном климате. Эти предположения подтверждаются показателем климата в области сноса – отношением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>. Для отложений, сформированных в гумидных климатических обстановках, это отношение составляет <20, для осадков аридных обстановок >30 [4]. Величина данного отношения в карбонатных и тонкозернистых терригенных образованиях составляет от 11.38 до 18.03 и указывает на гумидные обстановки, в терригенно-карбонатных образованиях – от 21.04 до 29.6, характеризуя семигумидные обстановки, постепенно переходящие в семиаридные.

Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды. Использование отношения V/(V + Ni) указывает, что на протяжении всего каменноугольного периода обстановки были умеренно бескислородные [15] – значения V/(V + Ni) = 0.5–0.8. Вместе с тем, на основании значений U/Th от 0.15 до 0.53 в исследуемых аргиллитах и в алевроаргиллитах можно сделать вывод, что отложения представляют собой образования хорошо аэрируемых бассейнов, что подтверждается величинами отношения V/Cr от 0.3 до 1.84.

**Изотопные исследования.** Значения  $\delta^{18}$ О в карбонатных породах – от 9 до 28‰. Высокие значения  $\delta^{13}$ С (до 4.3‰) характерны для нижней части С<sub>1-2</sub>kb, интерпретируются как типичные для мелководных морских условий с высокой биопродуктивностью в засушливом климате. Низкие значения  $\delta^{13}$ С определены в карбонатных породах юнонской свиты и в верхней части С<sub>1-2</sub>kb – от -0,1 до 2.0‰), они указывают на опреснённость бассейна, колебания уровня моря и высокие температуры морской воды при карбонатном осаждении [1, 19].

**Вывод:** анализ литолого-петрографических, геохимических и изотопных данных позволяет предположить, что накопление осадочных комплексов нижней части разреза нижнекаменноугольных отложений происходило в начале трансгрессии, а верхней части разреза – во время постепенной регрессии морского бассейна, вблизи внутрибассейнового поднятия, сложенного гранитоидами.

Среднекаменноугольные отложения содержат больше терригенного материала, чем раннекаменноугольные отложения, что могло быть связано с прерыванием регрессивного цикла отдельными небольшими трансгрессиями и абразией внутрибассейнового поднятия.

Во время одной из таких трансгрессий в киберской свите флювиальными потоками продельты транспортировался терригенный материал с севера и с размываемого внутрибассейнового поднятия на шельф теплого мелководного морского бассейна в условиях гумидного климата, постепенного переходящего в семиаридный.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197 и базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078.

### Литература

1. Белошей В.Э., Тучкова М.И. Особенности состава карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных комплексов каменноугольного возраста Чукотского террейна // Материалы Всероссийского совещания «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов». М.: ГЕОС, 2020. С. 14–17.

2. Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений Чукотки и острова Врангеля / Отв. ред. С.В. Мейен. Региональная биостратиграфия карбона современных континентов. М.: Наука, 1979. С. 128–132.

3. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунов ва М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

4. Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А. и др. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск, 2018. 383 с.

5. *Мизенс Г.А., Дуб С.А.* Известняки пограничного серпуховскобашкирского интервала на Южном и Среднем Урале: особенности геохимии // Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2019. С. 85–94.

6. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М.* Девонские отложения побережье пролива Лонга (Центральная Чукотка) // Ученые записки НИИГА. Сер. Региональная геология. 1968. Вып. 13. С. 151–157.

7. Саморуков Н.М., Матвеенко В.Т. Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200 000 масштаба Лист R-59-XXIII, XXIV. М.:, 1984. 93 с.

8. *Соловьева М.Ф.* Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки. Л.: Наука, 1975. С. 42–53.

9. *Alibo D., Nozaki Y.* Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization, and Ce oxidation // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999. Vol. 63. N. <sup>3</sup>/<sub>4</sub>. P. 363–372.

10. *Bellanca A., Masetti D., Neri R.* Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes // Chem. Geol. 1997. Vol. 141. P. 141–152.

11. *Bond D., Wignall P.B., Racki G.* Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geol. Mag. 2004. Vol. 41. N 2. P. 173–193.

12. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. Vol. 104. P. 1–37.

13. *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. Vol. 191. P. 305–327.

14. Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // J. Sed. Res. 1996. Vol. 66. No 1. P. 100–106.

15. *Hatch J.R., Leventhal J.S.* Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA // Chem. Geol. 1997. Vol. 134. P. 215–235.

16. *Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E. et al.* Geochronology and structural setting of Latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Published by NRC Research Press. 2015. № 52. P. 147–160.

17. Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., Katkov S.M. et al. Late Paleozoic granitic rocks of the Chukchi Peninsula: composition and location in the structure of the Russian Arctic // Geotectonics. 2015. № 49 (4). P. 243–268.

18. *Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Brumsack H.J. et al.* Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce\*: results from ODP leg 127 // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 2453–2466.

19. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N. et al.* Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 120. P. 77–107.

# Н.А. Божко<sup>1</sup>

# Концепция орогенических фаз в свете суперконтинентальной цикличности

В начале прошлого века Г. Штилле [1] составил «канон орогенических фаз» для фанерозоя, согласно которому каждая фаза, фиксируемая угло-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

вым несогласием, проявлялась синхронно и глобально, но в промежутках между фазами нигде складкообразования не происходило. В дальнейшем теория Штилле рядом геологов подверглась критике. Доклад посвящен анализу проблемы в свете суперконтинентальной цикличности, изучение которой становится доминирующим направлением современной геотектоники.

Кратко о суперконтинентальном цикле (СЦ) и его структуре. Независимо от периодичности, в структуре любого СЦ предполагается существование двух стадий, отражающих два состояния литосферы Земли: собственно суперконтинентальной (один континент – один океан) и межсуперконтинентальной (несколько континентов и несколько океанов [2]. Каждая из этих стадий состоит из двух фаз. В первой стадии различаются фаза *аггломерации* с тенденцией интеграции частей уже новообразованного суперконтинента и фаза его *деструкции*, намечающегося распада в виде проявлений континентального рифтогенеза. Первая фаза второй стадии соответствует *фрагментации* суперконтинента, его распаду и характеризуется формированием зон спрединга и пассивных окраин в молодых океанах. Завершающая стадия *конвергенции* состоит в развитии зон субдукции, приводящих к закрытиям океанов, формировании коллизионных орогенов и сборке нового суперконтинента.

Для рассмотрения означенной проблемы требуются статистический анализ данных по орогеническим событиям, охватывающим по крайней мере несколько СЦ. Получение таких данных представляет собой непростую задачу. Вместе с тем, к настоящему времени мы располагаем значительным мировым фактическим материалом о последних три млрд лет, позволяющим приступить к его анализу, выделяя, прежде всего интервалы проявлений орогенических событий в хронологической последовательности.

Орогенический период в рамках 2800–2600 млн лет с наиболее активным интервалом около 2.7–2.6 млрд лет. Архейскую эру в истории Земли завершает ряд событий, в результате которых произошло становление архейских кратонов на месте гранит-зеленокаменных областей. Все складчатости (орогении) позднего архея (Кеноранская, Лопийская, Либерийская, Фупингская, Инзельская и ряд безымянных) на различных континентах укладываются в возрастную рамку 2.9–2.6 млрд лет. При этом максимальное их сгущение отмечается на уровне около 2.7– 2.65 млрд лет.

Орогенический период в рамках 2500–2300 млн лет с наиболее активным интервалом около 2.45–2.40 млрд лет. Первое сгущение орогений после анорогенной паузы продолжительностью около 200 млн лет, сменившей первый орогенический период, имело место на рубеже около 2.5 млн лет. В кратонах Австралии, Антарктиды, Индии, Китая отмечаются орогенические события в интервале 2.56–2.42 млрд лет в виде Слифордской оргении [3] и других.

В Антарктиде на основании геохронологических данных выделяется главная фаза тектогенеза в интервале 2450–2350 млн лет [4]. В Африке в СЗ части Угандийского кратона архейские породы испытали синколизионный гранулитовый метаморфизм на уровне 2400 млн лет [5]. В Южной Бразилии намечается орогеническое событие в интервале 2490–2366 млн лет [6]. Корообразующие орогенические события в интервале 2.55–2.45 млрд лет (орогения Макккоид) отмечаются в Лаврентии [7].

Орогенический период в рамках 2100–1800 млн лет с наиболее активными интервалами около 2.0 и 1.85 млрд лет. В развитии тектонических процессов этого периода данного СЦ наблюдается дисимметрия. В южном полушарии Земли орогении прошли в интервале 2.1– 2.0 млрд лет с наиболее активным проявлением, тяготеющим к 2 млрд лет. Им соответствуют Эбурнейская орогения Западной Африки, Трансамазонская Южной Америки и др. В северной полусфере орогении концентрируются в интервале 1.9–1.8 млрд лет с активным проявлением около 1850 млн лет. Им соответствуют Трансгудзонская Америки, Свекофеннская Европы, Лулянская в Китае, Аравалли в Индии и др.

Орогенический период в рамках 1700–1450 млн лет с наиболее активным интервалом около 1500 млн лет. В Восточной Австралии в интервале 1.6–1.5 млрд лет назад отмечается аккреция микроконтинентов посредством частных коллизий, выраженная в орогениях Айзанской, Оларианской, Караранско, Лебигской [8]. Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды сформировался в интервале 1.7–1.5 млрд лет [999]. События 1600–1500 млн лет отмечены орогениями в Индии, Намибии (Ипембе), Южной Америке (Риу Негро-Журуена), Лаврентии (Пинверианская), Европе (Готская) и др.

Орогенический период в рамках 1200–900 млн лет с наиболее активным интервалом около 1.05–0.98 млрд лет. Эта новая группировка орогенических событий включает известные орогении – Гренвильская, Свеконорвежская, Намаква-Наталь, Кибарская. Ирумидская. Майомбе, Сунсас, Иссидонская, Сибао, Восточно-Гатская, Центрально-Индийская и другие.

Орогенический период в рамках 850–600 млн лет с наиболее активным интервалом около 700–610 млн лет. Поздний неопротерозой примечателен орогениями, создавшими мегаконтинент Гондвана и суперконтинент Паннотия около 600 миллионов лет назад. В западной Гондване (Африка–Ю. Америка) – это Пан-Африканские (Пан-Бразильские), Восточно-Африканская орогении, Центрально-Индийская орогении. В Восточной Гондване (Индия–Антарктида–Австралия) отмечаются две фазы активности: 750–620 и 570–530 млн лет. Коллизия Восточной и Западной Гондваны произошла в 640 млн лет назад [10]. Активные аккреционно-коллизионные процессы неопротерозоя (~700–600 млн лет) имели место вдоль западной окраины Сибирского кратона. В целом же Лавразия, по-видимому, в это время оставалась относительно монолитным континентальным фрагментом.

Орогенический период в рамках 500–230 млн лет с наиболее активным интервалом около 480–320 млн лет. Последовательность коллизионных геодинамических событий, приведших к формированию Пангеи в самых общих чертах отражена в позднедокембрийских и фанерозойских орогениях, таких как Таконская, Аллеганская, Каледонская, Герцинская, Киммерийская.

Проведенный статистический анализ глобальных орогенических событий за последние 3 млрд лет истории Земли обнаруживает четкую мегаэпизодичность в ходе их проявления, выражающуюся в чередовании периодов временных интервалов (~150–200 млн лет), концентраций близких по времени коллизионных орогений с такими же крупными интервалами их отсутствия.

При сопоставлении этой картины с развитием суперконтинентальной цикличности обнаруживается, прежде всего, сходство, заключающееся в дискретном характере проявления глобальных орогений и процессов в СЦ.

При этом, выявляется важное обстоятельство. Установленные периоды орогенеза отвечают фазе конвергенции, формирования известных суперконтинентов. Орогенические события с максимумом на уровне около 2.7 млрд лет привели к формированию суперконтинента Пангея 0 (Кенорландия); результатом орогений следующего СЦ (2.45 млн лет) явилось образование нового суперконтинента Ятулия. Созданию суперконтинента Пангея 1 (Колумбия) предшествовала серия орогений в общем интервале 2.1-1.85 млрд лет. Сгущение орогений, в основном, в интервале 1.65-1.5 млрд лет предшествовало формированию суперконтинента Готия. Формирование суперконтинента Родиния отмечено новой группировкой эпох диастрофизма в интервале 1.22-1.0 млрд лет. Результатом проявления следующей группы системы орогенических событий, получившей название Пан-Африканской орогении (750-550 млн лет) стало формирование западной Гондваны и последующее за этим создание суперконтинента Паннотия. Самый молодой суперконтинент Пангея был собран в результате слияния континентов Лавразии (450-230 млн лет) и последующего объединения Лавразии и Гондваны. В этом смысле эти орогенические периоды являются суперконтинентальными и их можно именовать соответственно Кенорлендским, Ятулийским, Колумбийским, Готским, Родинийским, Паннотийским, Пангейским. Отдельные конкретные орогении в пределах орогенических периодов происходят неодновременно,

несмотря на их относительную временную близость. Процесс создания нового суперконтинента также не является одноактным. Закрытие океанов происходило асинхронно, растягиваясь на весь суперконтинентальный орогенический период с концентрацией орогений в его средней части.

Суперконтинентальные орогенические паузы, которые в докладе не рассматриваются, коррелируются со стадией слитного суперконтинента и фазой его распада. Называть их так можно лишь условно. Это время отмечено активными процессами на фоне проявления тектоники мантийных плюмов. Применительно к глобальным орогеническим процессам суперконтинентальные орогенические периоды являются категориями первого порядка наряду с разделяющими их анорогенными паузами. По своей продолжительности в основном они близки к фазвм СЦ 400 млн лет, т.е. 165 млн лет, но не соответствуют ей в точности, что объясняется прежде всего недостатком геохронологических данных. Это обстоятельство не нарушает принципиальную общую картину чередования орогенных и анорогенных этапов.

Фазы складчатости согласно классической формулировке концепции, должны быть повсеместны в планетарном масштабе. Проведенный анализ показал, что распределение орогений не во всех суперконтинентальных орогенических периодах, как и СЦ является общепланетарным. В некоторых из них отмечается резкая концентрация орогений в каком-то сегменте южного или северного полушария, тогда как на значительной части земного шара они отсутствуют.

Таким образом, концепция орогенических фаз, в свете суперконтинентальной цикличности приобретает иное содержание, сохранив от своей первоначальной трактовки главный принцип эпизодичности.

### Литература

1. Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники. Избранные труды. М.: Мир, 1964. С. 90–98.

2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. университета. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.

3. *Barley M.E., Bekker A., Krapez B.* Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 238. P. 156–171.

4. *Михальский Е.В.* Геология и эволюция земной коры восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2007. 43 с.

5. *Begg G.C, Griffin W.L, Natapov L.M, et al.* The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution // Geosphere. 2009. Vol. 5 P. 23–50.

6. *Hartmann L.A., Liu D., Wang et al.* Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolite-facies granodiorite in southernmost Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciências. 2008. Vol. 8. № 3. P. 543–551.

7. *Pehrsson, S.J., Berman, R.G., Eglington, B., Rainbird, R.* Two Neoarchean supercontinents revisited: The case for a Rae family of cratons // Precambrian Research. 2013. Vol. 232. P. 27–43.

8. *Betts P. G., Giles D., Lister G.S., Frick L.R.* Evolution of Australian Lithosphere // Australian Journal of Earth Sciences. 2002. Vol. 49. N4. P. 661–695.

9. *Menot R-P., Peucat J-J., Pelletier A., Fanning M.* New constrains on the Archean-Proterozoic evolution of the Terre Adelie-George land, East Antarctica // EUG10, 28 March – 1 April 1999, Strasbourg, France. Conference Abstracts. Vol. 4. N. 1. P. 122.

10. *Pant N.C., Kundu A.* Central Dronning Maud Land, East Antarctica – Implications for southward extension of East African Orogen (EAO) // Precambrian Research. 2013. Vol. 227. P. 389–408.

## И.В. Бондарь<sup>1</sup>, А.В. Маринин<sup>1</sup>

## Определение относительного возраста этапов деформирования на локальном участке в юго-западной части Кольского полуострова

Каждое разрывное нарушение несет в себе определенную информацию о распределении тектонических сил. Однако более информативным является изучение не отдельно взятых нарушений, а дизьюнктивных сообществ. Такой подход в изучении разрывных нарушений, составляющих в совокупности общую структуру разрушения исследуемого объема, позволяет применять структурно-парагенетический метод анализа дизьюнктивных нарушений Расцветаева Л.М., заключающийся в выделении закономерных и повторяющихся сочетаний тектонических нарушений разной морфологии и ориентировки, но близкого возраста и генезиса. Эти парагенетически связанные дизьюнктивы образуют определенные структурные рисунки, изучение которых позволяет определить кинематические, тектонодинамические и реологические особенности дизьюнктивной деформации [2].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

Парагенетически связанные дизъюнктивы объединяются в парагенетические ассоциации (парагенезы) – естественные сочетания природных образований, имеющих близкое происхождение и в силу этого связанных между собой устойчивыми и закономерными пространственновременными соотношениями. Как отмечено в работе [3], довольно часто в результате реконструкции палеонапряжений в одной точке наблюдения (по сути, в одном обнажении) можно получить данные, которые определяют несколько разных ориентаций осей главных напряжений. Это происходит из-за того, что в одном обнажении встречаются трещины с существенно отличающейся ориентировкой плоскости, либо типом смещения вдоль зеркала скольжения. Но иногда в некоторых обнажениях встречаются плоскости трещин, на которых наблюдаются два (и более) направления борозд скольжения, часто свидетельствующих о разных кинематических типах этих зеркал скольжения (со взбросовой, сбросовой, право- или левосдвиговой кинематикой).

При полевом обследовании зеркала скольжения с двумя направлениями штриховки или борозд скольжения (далее ЗС с двумя штриховками) возможно визуально оценить относительную последовательность формирования этих штриховок. Например, если явно видно, как одна штриховка разрушает минеральное выполнение более ранних борозд скольжения. На основании таких наблюдений появляется возможность определить относительную возрастную или хронологическую последовательность режимов деформирования, отвечающую реконструированным локальным стресс-состояниям. На исследование данной проблематики направлена наша работа.

Для подтверждения и уточнения результатов, полученных с помощью структурно-парагенетического метода, был применен метод катакластического анализа разрывных смещений [4]. Метод катакластического анализа позволяет определить ориентацию главных осей тензора напряжений и вид тензора, рассчитать нормированный тензор сейсмотектонических деформаций, а также определить нормированные величины эффективного и максимального касательного давлений. Все расчеты производятся в автоматическом режиме в программе STRESSgeol.

По выборкам 3С с двумя штриховками был проведен подробный анализ, что позволило выявить основные параметры локальных стресстензоров в каждой точке наблюдения [1]. В западной части изучаемой территории выделяется два этапа деформирования с ориентировками осей максимального сжатия в северо-восточном и северо-западном направлениях (рис. 1). В восточной части исследуемого района выделяется четыре этапа деформирования с субширотными, субмеридиональными, северо-западными и северо-восточными ориентировками осей максимального сжатия. В точках наблюдения северной части изученного района (т.н.



**Рис. 1.** Ориентировки осей максимального сжатия, полученные двумя тектонофизическими методами на основании анализа выборки зеркал скольжения с двумя направлениями штриховки.

ориентировка оси максимального сжатия относительно молодого возраста;
ориентировка оси максимального сжатия относительно древнего возраста;
ориентировка оси максимального сжатия неопределенного возраста;
4 – точки полевых наблюдения

№ 12404, № 12422 и № 12421) зафиксирован один этап с ориентировкой оси максимального сжатия в субширотном направлении.

В точке наблюдения № 12417 зафиксировано два ЗС с двумя штриховками – левосдвиговой и со смещением по падению/восстанию, а также левосдвиговой и сдвиговой с неопределенным направлением смещения. Левые сдвиги образовались при северо-восточном сжатии. При этом есть данные, что они моложе двух других штриховок. В точке наблюдения № 12418 также два ЗС с двумя штриховками. На одной плоскости находятся штриховки со сбросовой и левосдвиговой кинематикой относительного смещения, а на другой плоскости левосдвиговая штриховка и сдвиговая штриховка с неопределенным направлением смещения. Все они образовались также при северо-восточном сжатии. Оценки относительного возраста в этой точке нет, однако почти все замеры в этих двух точках имеют схожие характеристики и согласно реконструкции методом катакластического анализа образовались в едином поле напряжения северовосточного сжатия. Определить относительный возраст северо-западного сжатия в этой точке не представляется возможным в связи с отсутствием данных. Также нет данных об относительной последовательности формирования в точках наблюдения № 12404 и 12422.

В точке наблюдения № 12421 на одной плоскости зафиксировано взбросовое перемещение и сдвиговое с неопределенной кинематикой. Штриховка взбросовой кинематики сформировалась при этом позже сдвиговой.

В точке наблюдения № 12420 зафиксировано три плоскости с зеркалами скольжения с двумя штриховками – взброс и правый сдвиг, сброс и левый сдвиг, левый сдвиг и сдвиг с неопределенным направлением смещения. По полевым данным левый сдвиг, имеющий азимут падения 235° и образовавшийся при северо-восточном сжатии, имеет более молодой возраст, чем сброс, образовавшийся при северо-западном сжатии (согласно реконструкции методом катакластического анализа, ось круто погружается на юго-восток). При северо-западном сжатии образовался также и левый сдвиг с азимутом падения 55°. Находящийся на одной плоскости с ним сдвиг с неопределенным направлением смещения древнее, но в каком поле напряжения он образовался определить невозможно.

Относительный возраст взбросовой и правосдвиговой штриховок зеркал скольжения не известен, однако взброс образовался при северовосточном сжатии, и при расчете методом катакластического анализа он попал в один этап с левым сдвигом с азимутом падения 235°. Правый сдвиг не попал ни в один из расчетов и образовался, по-видимому, в другом поле напряжений.

Исходя из этих соображений в данной точке наблюдений сначала образовались структуры северо-западного сжатия, а после на них наложились структуры северо-восточного сжатия.

В точке наблюдения № 18672 на двух плоскостях схожего падения обнаружены два взброса с левосдвиговой и правосдвиговой кинематикой, а также взброс и отрывные структуры. При реконструкции методом катакластического анализа по 9 замерам ось максимального горизонтального сжатия ориентирована в северо-западном направлении, все три взброса при этом вошли в один этап. Однако, программа StressGeol реконструирует напряжения исключительно по зеркалам скольжения и не учитывает другие дизьюнктивные структуры. В данном случае при расчете не учитывается отрыв с азимутом падения 156°, который находится на одной плоскости с взбросовым зеркалом скольжения и образовался позже, согласно данным полевых наблюдения. Отрывная структура такого падения отвечает растяжению в северо-западном направлении и, возможно, сжатию в северо-восточном направлении. То есть в данной точке наблюдения северо-восточное сжатие также будет моложе северо-западного сжатия.

Таким образом, получено 6 точек наблюдения с известными относительными возрастными соотношениями. В дальнейшем следует соотнести замеры в этих 6 точках наблюдения друг с другом и по совпадению азимутов падения всех замеренных дизъюнктивов выявить одновозрастные (как, например, уже сделано с точками наблюдения № 12417 и № 12418). Данные построения возможны при допущении относительно выдержанного регионального напряженно-деформированного состояния земной коры. После этого будут получены реперные точки наблюдения с определенным относительным возрастом. Сравнив также замеры во всех имеющиеся на данную территорию точках наблюдения с анализируемыми в этой работе, есть вероятность определить и их относительный возраст формирования.

Выводы. В западной части исследуемого района поле напряжения северо-западного сжатия моложе северо-восточного. В восточной части исследуемого района, наоборот, поле напряжения северо-восточного сжатия моложе северо-западного. Запад-северо-западное сжатие в точке наблюдения №12421 показано как более молодое, однако неизвестно относительно какого.

В дальнейшем следует проанализировать все замеры дизъюнктивных деформаций как в анализируемых в этой работе точках наблюдения, так и во всех остальных, имеющиеся на данную территорию. Вероятно, это позволит определить относительный возраст не только локальных стресссостояний, но и полей напряжения.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН

### Литература

1. Бондарь И.В., Маринин А.В. Применение структурно-парагенетического метода Расцветаева Л.М. для выделения этапов деформирования // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы седьмой молодежной тектонофизической школы-семинара. Институт физики Земли РАН, Москва. М.: ИФЗ РАН, 2021. (в печати)

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

3. *Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А.* Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути её решения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 860–880.

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

## Результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса (Южный Урал) и их геодинамическая интерпретация

Неплюевский массив расположен на западе Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала, которая с востока примыкает к Магнитогорской мегазоне. Палеоостроводужные комплексы Магнитогорской мегазоны представлены вулканитами ордовикского, силурийского и девонского возраста. Почти на всем протяжении они разделены Центрально-Магнитогорской зоной, которая представляет собой палеорифтовую систему раннекаменноугольного возраста – так называемый Богдановский палеорифт. Рифтинг в раннем визе начался уже в пределах Восточно-Уральской мегазоны, а в позднем визе перекочевал в Зауралье. Продолжительность дрейфа рифтинга на восток составил примерно 20 млн лет [4].

Неплюевский интрузив является плутонотипическим для одноименного комплекса. Он занимает площадь (18–20)×(12–14) км в районе населенных пунктов Неплюевка, Снежный, Каракуль, Могутовский Карталинского района Челябинской области. В Неплюевском плутоне отчетливо выделяются четыре интрузивных фазы, состав которых меняется в гомодромной последовательности: 1 фаза – габбро и диориты, 2 фаза – кварцевые диориты и гранодиориты, 3 фаза – адамеллиты, 4 фаза – лейкограниты [3]. Нижняя возрастная граница Неплюевского плутона определяется активными интрузивными контактами с вмещающими терригенными породами нижнеордовикской рымникской свиты. Верхняя возрастная граница определяется наличием обломков гранитоидных пород в терригенных отложениях солнечной свиты верхнего визе [1]. Rb-Sr изохронный возраст всех гранитоидных пород Неплюевского плутона находится в диапазоне 346–340 млн лет, что соответствует позднему турне – раннему визе [3].

В рамках данных изысканий были проведены комплексные исследования кристаллов циркона из гранодиоритов (обр. 4068) второй, адамеллитов (обр. 4080 и 4065) третьей и лейкогранитов четвертой интрузивных фаз (обр. 4063) для уточнения времени формирования неплюевского комплекса и последовательности становления фаз. Все пробы были отобраны

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

строго из тех же точек и пород, из которых ранее были взяты пробы на Rb-Sr датирование.

Цирконы из гранодиоритов второй фазы неплюевского комплекса (обр. 4068) представлены прозрачными, слегка желтоватыми идиоморфными бипирамидально-призматическими кристаллами длиной 220–350 мкм с небольшими черными включениями. На катодолюминесцентных изображениях цирконы характеризуются умеренным свечением с хорошо проявленной умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью, которая в центральных частях зерен часто переходит в лоскутную зональность. Из гранодиоритов было проанализировано 15 индивидуальных зерен циркона (15 локальных анализов). По всем анализам получен диапазон возрастов от 341 до 360 млн лет со средним значением конкордантного возраста  $350\pm3$  млн лет (2 $\sigma$ , CKBO = 0.42).

Цирконы из адамеллитов третьей фазы неплюевского комплекса (обр. 4080 и 4065) представлены прозрачными светло-желтыми идиоморфными бипирамидально-призматическими кристаллами длиной 170–600 мкм с большим количеством прозрачных и черных включений. В обр. 4080 зерна часто разбиты системой радиальных трещин, идущих от центра к краям кристалла. Центральная часть таких зерен чаще всего имеет метамиктное строение.

В пробе 4065 на катодолюминесцентных изображениях цирконов выделяется 2 типа зерен: 1) без ядер, с умерено-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью; 2) с амебовидными корродированными ядрами, в которых сочетаются лоскутная и осцилляционная виды зональности. Структура таких зерен чаще всего нарушена, ядра имеют метамиктное строение.

Из адамеллитов из обеих проб было проанализировано 24 индивидуальных кристаллов циркона (28 локальных анализов). Получен широкий диапазон возрастов – от 249 до 368 млн лет. Среднее значение конкордантного возраста составляет 344±4 млн лет (2 $\sigma$ , СКВО = 0.30) для пробы 4080 и 356±4 млн лет (2 $\sigma$ , СКВО = 0.25) для пробы 4065.

Цирконы из лейкогранитов четвертой фазы неплюевского комплекса (обр. 4063) на катодолюминесцентных снимках выглядят темносерыми, почти черными. Это короткопризматические кристаллы со слабой осцилляционной зональностью. Конкордатный возраст составляет 308.6±7.6 млн лет (2 $\sigma$ , СКВО = 0.67).

Ранее для этих же проб (обр. 4068, 4080, 4065) был опубликован Rb-Sr изохронный возраст, полученный по породам и минералам [3], который составил 346, 342 и 340 млн лет соответственно. Эти значения возраста близки к более молодым датировкам циркона из трех рассмотренных проб (*группа 1*), конкордантный возраст по двум пробам из них в среднем составляет 342±4 млн лет.

Однако в каждой из трех проб можно выделить и группу зерен с более древними возрастами (группа 2). При этом средние конкордантные возрасты для них практически одинаковы и составляют 356±3 млн лет. В качестве объяснения существования двух возрастных групп цирконов можно предположить, что более древние цифры возраста соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки получились в результате частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива и/или(?) термального воздействия раннекаменноугольных (325-349 млн лет) базитовых интрузивов, распространенных на всем протяжении Урала. Другой вариант интерпретации обнаружения в гранитоидах более древних цирконов заключается в том, чтобы считать их ксеногенными. В частности, в работе [2] описаны цирконы, выделенные из раннепермских гранитов того же Неплюевского плутона, возраст которых по Rb-Sr изохроне равен 278 млн лет [3]. Их U-Pb (SRIMP) возраст составляет 360±2 млн лет. Авторы этой работы доказывают (в соответствии с данными Lu-Hf изотопии), что эти цирконы являются метаморфическими.

Нами предполагается, что становление Неплюевского массива происходило в обстановке присдвигового растяжения, связанной с рифтингом в Восточно-Уральской мегазоне в раннем карбоне [4, 5].

Полученные данные позволяют сдвинуть время начала рифтинга на границу девона и карбона. Эта граница определяется как существенный геодинамический рубеж [7] – столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом. Такая ситуация привела к прекращению островодужного магматизма и началу рифтинга. Вместе с тем в геохимических особенностях гранитоидов Неплюевского массива еще сохраняются надсубдукционные метки [6]. Кроме того, по данным Г.Б. Ферштатера [7] возраст циркона из девонских трахибазальтов финальной фазы островодужного вулканизма Магнитогорской мегазоны составляет 356.4±3.3 млн лет, что перекрывается с возрастом цирконов Неплюевского массива. Таким образом, временной интервал между островодужным и рифтогенным магматизмом оказывается очень небольшим.

Формирование неплюевского комплекса в самом начале карбона фиксирует важнейший этап в геодинамической эволюции Южного Урала – быстрый переход от островодужного магматизма, продолжавшегося в течение всего девона, к рифтогенному, начавшемуся на границе девона и карбона и проходившему в условиях левосторонней транстенсии. Рифтинг завершился только к середине визейского века.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-55-26009 Чехия\_а. Интерпретация U-Pb данных выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

#### Литература

1. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. СПб: ВСЕГЕИ, 2003.

2. Осипова Т.А., Зайцева М.В., Вотяков С.Л. U–Pb-возраст и анализ Lu–Hfизотопной системы циркона гранитоидов заключительных фаз Неплюевского плутона (Южный Урал) // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 534–538.

3. Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 89–94.

4. Правикова Н.В., Тевелев А.В. Возрастная миграция раннекаменноугольного вулканизма на Южном Урале // Структура, вещество, история литосферы и геодинамика Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 12-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2003. С. 223–224.

5. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.

6. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4 / Под ред. проф. А.М. Никишина. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006, 300 с.

7. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

### **Н.В.** Боровков<sup>1</sup>

## Петрология высокобарических ортопироксеновых гранитоидов, их роль в тектонической эволюции Восточной Антарктиды с мезопротерозоя до раннего палеозоя

Согласно [5, 10] Орх гранитоиды являются результатом высокотемпературного частичного плавления сухого субстрата, представляющего

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Отдел Геологии и Минеральных Ресурсов Антарктики, Санкт-Петербург, Россия

собой гранулитовую кору основного состава. Это может происходить на завершающей стадии коллизии плит [5]. Поэтому чарнокиты могут быть индикаторами завершения процессов орогении. Однако сами процессы корообразования в зонах субдукции или при коллизии континентальных плит не являются одностадийными, на каждом этапе идет преобразование геохимически различного материала. Следовательно, разновидности орх гранитоидов могут отражать отдельные, более детальные события в геодинамической истории и характеризовать различное вещество, вовлеченное в тектонические процессы.

Интрузии орх гранитоидов, таким образом, могут быть маркерами таких геодинамических событий в истории суперконтинентов Гондваны и Родинии, как завершающий этап сборки суперконтинентов или постколлизионные условия. В Восточной Антарктиде прослеживаются все этапы формирования и распада этих двух суперконтинентов.

На рис. 1 выделены местоположения интрузивов орх гранитоидов. Выделяется две структурно-геологические позиции: (1) интрузивы позднемезопротерозойского комплекса и (2) интрузивы поздненеопротерозойскокембрийского комплекса. К позднемезопротерозойскому комплексу относятся интрузии берега Моусона (~970 млн лет, U-Pb), северной части гор Принс-Чарльз (массивы Лоуи, Уайт, Корри, ~970±21 млн лет, U-Pb). Эти массивы связаны с мезо-неопротерозойской коллизией, при-

Рис. 1. Схема геологического строения Восточной Антарктиды от берега Моусона до бухты Генри.

А – архейские кратоны и палеопротерозойские орогены; Б – мезопротерозойские орогены, В- поздненеопротерозойские-кембрийские орогены, развивающиеся по: (а) палеопротерозойским, (б) мезопротерозойским структурам; Г – мезопротерозойские орогены, развивающиеся по палеопротерозойским структурам; Д – интрузивы ортопироксеновых гранитоидов, Е – обнажения группы Сандау: подледный осадочный комплекс.

Схема корреляции: 1-3 - протолиты ортогнейсов: 1 - тоналиты, 2 - калиевонатровые гранитоиды, 3-5 - стратифицированные образования: 3 - осадочные толщи, 4 – супракрустальные образования недифференцированные, 5 - вулканиты; 6-8 - метаморфизм стратифицированных образований: 6 - зеленосланцевой фации, 7 – амфиболитовой фации, 8 – гранулитовой фации; 9–12 - интрузивы: 9 - биотитовые или роговообманковые граниты, 10 - ортопироксеновые граниты, 11 - габброиды, ультрамафиты, салическо-мафические комплексы, 12 – дайки (изредка силлы) базитов (преимущественно долеритов); 13 – пластические деформации и метаморфизм: (а) среднетемпературный (до мигматитовой ступени), (б) высокотемпературный; 14 – изотопные «метки»: (а) термальное воздействие, (б) цирконообразование; 15, 16 - детритовые или

унаследованные зёрна циркона: 15 – в гнейсах, 16 – в осадочных толщах

ведшей к формированию Родинии 1.2–0.9 млрд лет назад [4]. Наиболее древними в позднемезопротерозойском комплексе являются массивы орх гранитоидов оазиса Бангера (1.19–1.17 млрд лет, U-Pb), который тектонически и структурно связан с орогеном Албани-Фрейзер в Южной Австралии и отражает ранние стадии формирования Родинии [4, 5, 7, 9, 10]. К поздненеопротерозойско-кембрийскому комплексу, связанному с Пан-Африканской орогенией, завершающей стадией сборки Паннотии и последующей сборкой Гондваны на рубеже 0.6–0.5 млрд лет



[4, 5], относятся массивы гор Гров (504±2 млн лет, U-Pb), острова Дэйвид (516±2 млн лет, U-Pb) в районе ледника Денмена, района станции Мирный (502±24 млн лет, U-Pb), района шельфового ледника Эймири (500±2 млн лет, U-Pb), массива Инзель на Земле Королевы Мод (514±59 млн лет, U-Pb), предгорий Дженнингс и острова Гиллок в заливе Прюдс (500±4 млн лет, U-Pb). [4, 5, 7, 9, 10].

На рис. 1 показана схема корреляции, где видна связь завершающей стадии гранулитового метаморфизма с плутонами орх гранитоидов. Интрузии орх гранитоидов приурочены к толщам, подверженным ультраметаморфизму и мигматизации в условиях гранулитовой фации. Согласно геохронологическим данным [4, 5], синтектонические интрузии орх гранитоидов (прослои, линзы, бескорневые неправильные тела или секущие тела) происходили на пике гранулитового метаморфизма, но не позже последней, постколлизионной, стадии сборки суперконтинентов. Плутоны орх гранитоидов характеризуются многофазностью или постепенной сменой гиперстенсодержащих диоритов, кварцевого диорита, монцодиорита, монцонита, кварцевого монцонита, монцогранита, гранита (чарнокита). На основе традиционных термобарометрических инструментов условия внедрения чарнокитовых плутонов оцениваются в 4–5 кбар и примерно 800 °C [8].

Проблема геохимической и тектонической классификации гранитоидов является актуальной и в настоящее время [1, 2, 6]. В последние годы широко обсуждается геохимическая классификация гранитоидов, позволяющая характеризовать тип источников расплава, а также тектоническую приуроченность пород [2, 3]. На классификационных диаграммах (Pearce et al., 1984; Frost et al., 2001, 2008; Maniar and Piccoli, 1989; Whalen et al., 1987), образцы из различных массивов оказались в различных полях диаграмм. Поздненеопротерозойские чарнокиты тяготеют к гранитоидам A-типа, поскольку содержат больше  $SiO_2$ ,  $Na_2O+K_2O$ , Zr, Nb, Y чем позднемезопротерозойские. На диаграммах [1] позднемезопротерозойские чарнокиты являются железистыми и известковистыми, а поздненеопротерозойские магнезиальными и известково-щелочными. Неопротерозойские чарнокиты обогащены Rb, Cs, Ba, Th, U по сравнению с раннепротерозойскими чарнокитами. На тектонических диаграммах породы выделенных групп попадают в области как эпейрогенических континентальных гранитоидов, так и синколлизионных.

На рис. 2 показана эволюция Sm-Nd системы [5, 7, 10]: обнаруживается как коровый след, так и мантийный в истории формирования магм орх гранитоидов. Так, єNd(0) составляет от – 10 до -23.0, Т<sub>DM</sub>(Nd) варьирует от 1.7 млрд лет (чарнокиты возраста 500 млн лет) до 2.2 млрд лет (раннепротерозойские чарнокиты). Протерозойские чарнокиты могут быть связаны с синколлизионными процессами, а поздненеопротерозойские Рис. 2. Эволюционная диаграмма Sm-Nd систематик орх гранитоидов Восточной Антарктиды: 1 – ст. Мирный; 2 – берег Моусона; 3 – ледн. Эймери; 4 – оазис Бангера; 5 – горы Гров; 6 – северная часть гор Принс-Чарльз; 7 – магматический возраст (по U-Pb цирконовым датировкам)



с эпейрогенезом. Гранитная магма, образовавшаяся на разных стадиях сборки суперконтинентов, могла подвергаться дегидратации в условия гранулитовой фации и смешиваться с поступающей базальтовой магмой, возникшей в результате плавления верхних слоев мантии под давлением мощного слоя коры.

### Литература

1. Frost R.B., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical classification of granitic rock suites // J. Petrology. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.

2. *Frost R.B., Frost C.D.* On charnockites // Gondwana research. 2008. Vol. 13. P. 30–44.

3. *Frost R.B., Frost C.D.* A Geochemical Classification for Feldspatic Igneous Rocks // J. Petrology. 2008. Vol. 49. P. 1955–1969.

4. *Liu X., Zhau Y., Song B., Liu J., Cui J.* SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high grade rocks and charnockites from the eastern Amery Ice Shelf and Southwestern Prydz Bay, East Antarctica: Constrains on Late Mesoproterosoic to Cambrian tectonothermal events related to supercontinent assembly // Gondwana Research. 2009. Vol. 16. P. 342–361.

5. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Hahne K.* Charnockite composition in relation to the tectonic evolution of East Antarctica // Gondwana Research. 2006. Vol. 9. P. 379–397.

6. *Rajesh H.M.* A geochemical perspective on charnockite magmatism in Peninsular India // Geoscience Frontiers. 2012. Vol. 3. N 6. P. 773–788.

7. Sheraton J.W., Tindle A.G., Tingey R.J. Geochemistry, origin, and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 1993. Vol. 16. N 3. P. 345–370.

8. *Sheraton J.W., Tingey R.G., Oliver R.L. & Black L.P.* Geology of the Bunger Hills-denman Glacier region, East Antarctica // AGSO Bulletin. 1995. Vol. 244.
9. Zhao J., Ells D.J., Kilpatrick A.J., McCulloch M.T. Geochemical and Sr-Nd isotopic study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for charnockite petrogenesis and proterozoic crustal evolution // Precambrian Research. 1997. Vol. 81. P. 37–66.

10. Young D.N., Zhao J., Ellis D.J., McCulloch M.T. Geochemical and Sr-Nd isotopic mapping of source provinces for the Mawson charnockites, east Antarctica: implications for Proterozoic tectonics and Gondwana reconstruction // Precambrian research. 1997. Vol. 86. P. 1–19.

# В.С. Бочкарёв<sup>1</sup>, А.М. Брехунцов<sup>1</sup>, И.И. Нестеров<sup>1</sup>

## Сравнительная тектоника Западно-Сибирской геосинеклизы, Русской и Сибирской платформ по возрасту блоков их фундаментов

Получение новых данных позволило актуализировать карту геотектонического районирования фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы. Новые данные получены по скважине 130 Гыданской, где был определен возраст 248.3±2 млн лет плагиогранитов из небольшого валуна с глубины 5591 м [Бочкарев, 2018]. В скважине 95 Мало-Ключевской (Среднее Приобье) возраст гранита составил 265 млн лет.

В результате бурения более 6000 скважин, вскрывших доюрский фундамент в том числе на глубину до 3000 м, сейсморазведки ОГТ и новейших методов определения абсолютного возраста на SHRIMP-II по цирконам, осуществлявшихся регулярно с 2004 г., изученность фундамента Западной Сибири приобрела высокий уровень. Это позволяет выполнить её сравнительный анализ с соседними древними платформами.

В Западной Сибири выявлены енгидиниды позднеархейского возраста консолидации (2715 млн лет), байкалиды (625 млн лет), два блока тиманид (500–525 млн лет) и обширные уралиды с возрастом 245–250 млн лет (суракайская фаза, намеченная 1936 г. А.Л. Яншиным). Наиболее распространённая в литературе модель районирования фундамента Русской платформы содержит два архейских блока – Сарматию и Волго-Уралию (наши данные по скважине 2 Илецкой 2710 млн лет); протерозойские блоки –

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ООО «МНП «ГЕОДАТА», Тюмень, Россия

Лапландию, карелиды, свекофениды и готиды. Для Сибирской платформы по нашим данным определен позднеархейский возраст Тунгусского блока, протерозойский возраст Анабаро-Алданской провинции – 2.1 млрд лет и возрастом 1857 млн лет Ковыктинской складчатой системы.

В связи с многочисленностью схем районирования, нами выбрано около 1% скважин, позволяющих отбраковать ненадежные модели, и, при желании создать свои схемы (табл. 1).

Таким образом, установлено, что Западно-Сибирская геосинеклиза и древние платформы не имеют одинаковых по возрасту блоков консолидации. У древних платформ имеются раннеархейские (3.0–3.3 млрд лет) «вкрапления». Установлено также, что древние платформы более подвижны, чем молодые (рис. 2). Это считывается с геологических карт со снятым четвертичным покровом. Молодые платформы маркируются распространением третичных отложений, в пределах древних платформ развито несколько систем. Размывы и зоны поднятий у древних платформ характеризуются амплитудами до 2000–3000 м, в то время как в Западной Сибири максимальную амплитуду (1200 м) имеет Мессояхский порог, а неогеновый размыв не превышает 300–500 м.

Западная Сибирь в настоящее время – это не только 900 месторождений нефти, газа и окраинных угленосных бассейнов, но и благодаря 6000 скважинам, вскрывшим доюрские образования, 120 региональным сейсморазведочным профилям и датированию цирконов на SHRIMP-II с 2004 г. (рис. 1), она носитель прогресса в геологии, где лик Земли определяется тремя типами процессов: экзогенным, эндогенным и индукционной тектоникой.



Рис. 1. Распределение радиологического возраста гранитоидов палеозойского фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы



Рис. 2. Минимальная информация, позволяющая согласовать любые достоверные схемы геотектонического районирования фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы

# Генеральный минимум скважин, позволяющий определить геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы

				Возраст	
No	Плошаль			палеонтологичес	
	месторождение	№ скв	Вещественный состав	кий или	Примечания
	мееторондение			геохронологичес	
				кий (млн.лет)	
		4)	1		
1	Ен-Яхинская	СГ-7	базальты	248; Ar-Ar	палеомагнетизм
2	Тюменская	СГ-6	базальты	251; Ar-Ar	Р <sub>2</sub> -Т <sub>1</sub> с/п
3	Елогуйская оп.	1	известняки	€ <sub>3</sub> - O <sub>1</sub>	
4	Чулымская оп.	1	терригенные	Ci	
5	Лекосская	27	терригенные+известняки	T,;P;O,;€,	взбросы
6	Аверинская	150	известняки	E.	
7	Светлогорская	308	известняки	C <sub>1,2</sub> (??)	
8	Точинская	11	известнаки, мергели	0-S	Перекрыта базальтами
_			Породы доюрского фундамент		
9	Туринская оп.	1	метаморфические сланцы		Условно докембрий
10	Вездеходная	4	известняки, эффузивы, доломиты	520; Ar-Ar венд	
11	Верхнепурпейская	202	известняки	S (??)	
12	Дуванкульская	6	известняки	C1	
13	Лугинецкая	170	известняки	D-C.	
14	Малониская	4	Magoctugun	s - D	
15	Manowka	216		32-D	
10	медвежвя	120	метаморфиты	2400, PD/PD	T
10	тыданская	130	герригенные	1 <sub>2</sub> 1 <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>	триас, территенный
1/	Новоомская	1	базальты	1 <sub>2</sub> -1 <sub>3</sub>	Эпиорогенные
18	Питингская	7	амфиболиты	560 U/Pb	
10	0		известняки, эффузивы, граниты,	C . 050, 560	
19	янгиюганская	1		C1-C2; 950; 560	U-PD, SHRIIVIP-II
20	ярудеиская	38	известняки, кремнистые сланцы	0	
21	Ахтынтурская	201	кремнистые сланцы		-
22	восточно-ьованенковская	- 11	известняки, аргиллиты	1 <sub>1</sub>	споро-пыльц. к.с.
23	Западно-ишимская	8	граниты	270, K-Ar	Deserving and a serving
24	Комсомольская	720	риолиты	250 0/PD	рогожниковская серия
25	косолаповская	2	известняки	D3	
26	Кустюмовская	280	метаморфиты	520 0/Pb	
27	Малоключевская	95	Граниты		2
28	восточно-Паидугинская	1	базальты	12	Эпиорогенные
29	Сергинская	48	гранодиориты	313,7 U/Pb	2
30	Федоровская	131		250-200	эпиорогенные
31	Филипповская	9040	яшмы, оазальты	03	
32	Ханты-Мансийская	50	известняки, эффузивы	D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub>	
33	Южно-Эниторская	159	сланцы		Докембрий(?)
34	Ямпинская	2	диориты	346 U/Pb	50Å
35	Новопортовская	115	известняки, глинистые сланцы	01	60° углы наклона
36	Чкаловская	501	известняки, доломиты	венд	
37	Славгородская	1	граниты	en /	
38	Юбилейная	200	известняки	D <sub>2</sub> °'	чехол(?)
39	костровская	2	сланцы		докембрий _
40	Восточно-Кеушкинская	920	сланцы	520 U/Pb	E1
41	Мапасийская	11203	базальты	325; Ar-Ar	C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>
42	Южно-Сарманская	11204	базальты	220; Ar-Ar	Т₃эпиорогенные
43	Кузнецовская оп.	1	граниты	260, K-Ar	P <sub>2</sub>
44	Березовская оп.	1	гранито-гнейсы		Докембрий(?)
45	Саранпаульская	5	терригенные+базальты(?)	T <sub>3</sub>	Эпиорогенные

Появились новые понятия и термины: эндогенный фактор нефтеобразования, количественное определение нефтеносного потенциала по объемной скорости прогибания бассейна, палеобатиметрия с картографическим отображением, геосинеклизы, геоантеклизы и параплатформы.

Все это позволяет выйти на новый уровень сравнительного тектонического анализа по возрасту фундаментов платформ Западной Сибири, Русской и Сибирской платформ, Тимано-Печорской плиты и Уралид.

## Литература

1. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Алейников Е.В., Сергеев С.А., Шокальский С.П. Новые данные по абсолютному возрасту пород фундамента Западной Сибири и Русской платформы на основе цирконов на SHRIMP-II // Горные ведомости. 2014. № 7 (122). С. 6–28.

2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Петров О.В., Сергеев С.А., Шокальский С.П. Геотектоническая карта смены эндогенных режимов земной коры России (Урало-Сибирский регион) // Горные ведомости. 2016. № 1-2 (140-141). С. 6–29.

# <u>Г.Н. Бурмакина<sup>1,2</sup>, А.А. Цыганков<sup>1,2</sup></u>

## Мафические включения в гранитоидах разных геодинамических обстановок

Мафические включения (ММЕ – mafic microgranular enclaves), встречающиеся в гранитоидах разного состава, представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм (независимо от происхождения последних). Принципиальное отличие ММЕ от любых других типов меланократовых включений заключается в том, что они являются раскристаллизованными «каплями» диспергированного базальтового расплава поступавшего в камеру кристаллизации одновременно с кислой магмой. Следовательно, мафические включения являются прямым и наиболее надежным доказательством сосуществование и взаимодействия базитовых и салических магм при формировании гранитоидных плутонов, поддержи-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

вая идею о важной роли мантийных магм, как источников дополнительного тепла, необходимого для масштабного корового плавления.

ММЕ наиболее характерны для гранитоидов связанных с субдукционной геодинамической обстановкой, классическим примером которых является батолит Сьерра-Невада [1], а также для гранитоидов связанных с мантийными плюмами и не характерны для обстановки континентальной коллизии, как например миоценовые лейкограниты Высоких Гималаев [2], или позднеюрско-раннемеловые гранитоиды Главного Колымского батолитового пояса.

Нами с разной степенью детальности изучены мафические включения в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье), Каахемского (Восточная Тува), Калбинского (Восточный Казахстан), Хангайского (Монголия) батолитов, формирование которых было связано с плюмовым процессом, а также получены первые данные по ММЕ Магаданского гранитоидного батолита, который формировался в обстановке активной континентальной окраины.

В целом мафические включения характерны для гранитоидов повышенной основности – кварцевых монцонитов, кварцевых сиенитов и кварцевых диоритов и не характерны для собственно гранитов и лейкогранитов.

Принято считать [1], что мафические включения представляют собой диспергированные «капли» интенсивно гибридизированного базальтового расплава, причем его гибридизация происходила не *in situ*, а в промежуточной камере или на пути движения транспортирующего салического расплава к поверхности.

Характер распределения ММЕ внутри отдельных массивов различен. В одних случаях (Бургасский, Романовский массивы, Ангаро-Витимского батолита (АВБ), Каахемский массив Восточной Тувы) включения относительно равномерно распределены по всему массиву или на значительной его части, где их количество варьирует от нескольких штук до 1.5–2 десятков на м<sup>2</sup>. В других, ММЕ концентрируются на отдельных локальных (по сравнению со всей площадью массива) участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерного распределения встречаются «рои», в которых на долю включений приходится более 50% общего объема.

Морфология и размеры ММЕ не сильно различаются в разных массивах. Средний поперечных размер составляет 10–15 см, при вариациях от долей см до 0.5 м (иногда более), форма чаще всего округлая, эллиптическая, реже ближе к угловатой, но с очень плавными закругленными контурами, еще реже – неправильная «амёбообразная» (более характерна для вулканических образований). Нередко наблюдается (Романовский массив Западного Забайкалья, Каахемский массив Восточной Тувыа) закономерная субпараллельная ориентировка резко удлинённых линзовидных ММЕ, по-видимому, наследующих структуру конвективных течений в интрузивной камере, или, что менее вероятно, отражающая субсолидусные пластические деформации. Морфология и распределение ММЕ в Магаданском гранитоидном батолите резко отличается от рассматриваемых выше. Здесь мафические включения образуют гигантскую зону видимой протяженностью в несколько сотен метров с вертикальным размахом обнажений в несколько десятков метров. ММЕ в этой зоне составляют более половины от общего объема породы, их размер достигает первых метров по длинной оси. Форма, как правило, вытянутая, часто со сложными очертаниями, овальная, почти круглая.

Сильно гибридизированные ММЕ (кварцевые сиениты, кварцевые монцониты), которые по нашим наблюдениям встречаются чаще всего, представляют собой тонко- или мелкозернистые меланократовые амфибол-биотит-полевошпатовые породы монцодиоритового, монцонитового и кварцевомонцонитового состава, обычно содержащие вкрапленники полевых шпатов. Включения базальтового состава в гранитоидах редки, например, массив Тастау (Восточный Казахстан).

Состав ММЕ варьирует, как отмечалось, от базальтов и монцогаббро до кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов. Отчетливо выделяются два крайних петрографических типа, связанные переходными разновидностями: 1) бурые тонкозернистые Pl-Amph-Bt (±Cpx, Qtz) породы, иногда порфировидные (Pl) с долеритоподобной микроструктурой; 2) серые мелкозернистые породы того же состава, также порфировидные (Pl и/или Kfs), но с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Важно подчеркнуть две петрографические особенности ММЕ: во-первых, наличие трех генераций плагиоклаза: 1) резорбированные ядра зональных кристаллов (лабрадор-битовнит – до 75.4% An); 2) вкрапленники с зональностью роста (ядро 48-52%, кайма 19-35% An); 3) мелкозернистая основная масса и каймы кристаллов первых двух типов (олигоклаз – 22–27% An). Вовторых, наличие клинопироксена (салит, авгит), реликты которого встречаются внутри зерен магнезиальной роговой обманки. Калиевый полевой шпат во включениях представлен крупными порфиробластами (до 15 мм в длину) с пятнисто-пертитовой внутренней структурой и множеством включений породообразующих минералов. Плагиоклазовая фаза пертитов содержит 21-23% An компонента. Эти петрографические особенности отражают последовательные стадии кристаллизации: ранняя, унаследованная от исходного, предположительно базальтового расплава; промежуточная, соответствующая стадии гибридизации; поздняя, кристаллизация из гибридного расплава.

Химический состав ММЕ, включая микроэлементный, сильно зависит от степени гибридизации, однако ряд геохимических характеристик, установленных на примере Бургасского и Улекчинского массивов АВБ сближают их с внутриплитными базальтами OIB типа. Для MME характерна обогащенность LIL элементами относительно HFSE, при более высоких концентрациях LILE, но, в отличие от OIB, MME имеют резкий Ta-Nb минимум, характерный для всех позднепалеозойских базитов, связанных в пространстве и времени с ABБ. В то же время, повышенные содержания Sr и Pb отражают взаимодействие с коровыми расплавами.

Таким образом, представленные материалы позволяют сделать три основных вывода:

1) Мафические микрогранулярные включения обычно встречаются в гранитоидах повышенной основности (кварцевые сиениты) и не характерны для гранитов и лейкогранитов;

2) Минералого-петрографические характеристики указывают, на магматическую природу включений, представляющих собой результат смешения контрастных по составу магм (базальтовых и салических), при широких вариациях степени химического взаимодействия;

3) Смешение проявлено в гранитоидах разных геодинамических обстановок, но наиболее характерно для обстановок, связанных с субдукцией и мантийными плюмами.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № (№ 20-05-00344).

## Литература

1. *Barbarin B*. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // Lithos. 2005. Vol. 80, P. 155–177.

2. *Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J.* Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Ltd, 2003. Vol. 3. P. 349–410.

# В.С. Буртман<sup>1</sup>

## Системы разломов в Алтай-Саянском регионе

Определение активности разломов в разные эпохи орогенных деформаций в регионах, подвергнутых многократными деформациями, – фундаментальная проблема. Представлены результаты исследования,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

предпринятого для решения этой проблемы в Алтай-Саянском регионе Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В деформируемом теле, подвергаемом направленному сжатию, возникают системы разломов, имеющие четыре направления. Вдоль направления наибольшего сжимающего напряжения образуются сбросы, раздвиги, грабены. Под углом около 90° к этому направлению формируются взбросы и надвиги. Эта ортогональная ассоциация систем разломов, включающая системы разломов двух направлений, может быть названа сброс-взбросовой ассоциацией. Под углом к направлениям разломов этой ассоциации формируются системы сдвигов двух направлений, которые образуют сдвиговую ассоциацию систем разломов. В изотропном твердом теле сдвиговая ассоциация систем разломов также ортогональна – угол между направлениями двух систем сдвигов этой ассоциации равен 90°. Угол между разломами сброс-взбросовой и сдвиговой ассоциаций в изотропном теле равен 45°, в земной коре он может быть меньше – до 30° [6]. Тектонофизическое исследование формирования складок при изменяемом направлении сжатия деформируемого объекта показало, что наложенные складки с новым простиранием осей начинают формироваться, когда изменение направления сжимающего напряжения достигает 30° [6]. Можно ожидать, что при неоднократной деформации формирование новых разломов также происходит, если угол между направлениями сжимающего напряжения в раннюю и позднюю эпохи деформаций был более 30°. Если этот угол меньше 30°, в позднюю эпоху деформаций используются разломы более ранней эпохи деформаций. При этом, направление перемещения по старым разломам может быть другим.

Представительными для исследования можно считать разломы, которые глубоко проникают в верхнюю кору или рассекают ее. Изучение активных разломов и гипоцентров внутрикоровых землетрясений показа-



**Рис. 1.** Схема палеозойских тектонических провинций Алтай-Саянского региона, по [8] с изменениями. *1* – варсциды, *2* – поздние каледониды, *3* – ранние каледониды, *4* – микроконтинен-

ты, 5 – Сибирский кратон

ло, что глубина проникновения разломов в земную кору близка к длине линий разломов на дневной поверхности [4]. В докладе использованы данные о разломах, линии которых на земной поверхности имеют длину более шести километров.

Алтай-Саянский регион содержит разновозрастные террейны (рис. 1), нарушенные многочисленными разломами. В разных частях региона орогенные дислокации происходили в кембрии, ордовике, силуре, девоне, позднем палеозое и позднем кайнозое [4, 7]. Рассматриваемая территория находится в географических координатах 45–55° с.ш., 84–104° в.д. Роза-диаграммы направлений разломов Алтай-Саянского региона позволяют выявить системы разломов и ассоциации систем разломов этого региона.

Диаграмма I (рис. 2) показывает направления 1187 разломов в этом регионе, источник данных – Карта разломов [2]. В диаграмме I можно выделить две ортогональные ассоциации системы разломов (I-2 и I-3) и близкую к ортогональной ассоциацию I-1. Ассоциация I-1 включает разломы лучей 60°/240° и 140°/320°. Ассоциацию I-2 образуют разломы луча 90°/270° и разломы меридионального направления. Асоциация I-3 содержит разломы луча 20°/200° и разломы, которые имеют простирание 110°/290°.

Весь Алтай-Саянский регион в позднем кайнозое был подвергнут орогенезу, вызванному коллизией Индостанского континента с Евразией. Диаграмма II (рис. 2) показывает



Рис. 2. Диаграммы направлений разломов в Алтай-Саянском регионе (полярные проекции, интервал – 10°): І – все разломы, ІІ – разломы, активные в неотектоническую эпоху, ІІІ – палеозойские разломы, которые не были активизированы в неотектоническую эпоху деформации

простирания 663 разломов, активных в позднем плейстоцене – голоцене, источник данных – Карта активных разломов Евразии [1]. На диаграмме II видны две ортогональные ассоциации систем разломов – ассоциация II-1 с лучами 70°/250° и 160°/340° и ассоциация II-2 с лучами 0°/180° и 90°/270°. Эти ассоциации ориентированы под углом 20° одна к другой. Такая картина свидетельствует о формировании ассоциаций II-1 и II-2 в разное время, в разные эпохи деформаций. Значительное количества разломов рассматриваемого региона имеют простирание 110–140°/290–320°. В диаграмме II нет систем разломов, ассоциативных с разломами такого направления.

Для составления диаграммы III (рис. 2), из комплекса данных, на которых основана диаграмма I, были вычтены данные активных разломов диаграммы II. В результате, диаграмма III показывает направления 524 разломов, по которым не было перемещений в неотектоническую эпоху. На этой диаграмме видны две ортогональные ассоциации систем разломов: ассоциация III-1, которая подобна ассоциации I-1, и ассоциация III-2, подобная ассоциации I-3. Аналоги ассоциации I-2 на диаграмме III отсутствуют.

Сравнение диаграмм I, II и III позволяет сделать следующие выводы. Активные разломы ЮВ/СЗ направления на диаграмме II – это активизированные палеозойские разломы ассоциаций I-1 и I-3. Ассоциации I-2 и II-2 близки по направлению и по количеству разломов в их лучах, что свидетельствует о зарождении разломов ассоциаций I-2 и II-2 в неотектоническую эпоху. Это происходило при региональном сжимающем напряжении меридионального направления.

Заключение. Анализ направлений разломов Алай-Саянского региона позволил установить ассоциации систем разломов: активных только в палеозое, в палеозое и в позднем кайнозое и возникших в неотектоническую эпоху.

## Литература

1. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8(4).

2. *Сидоренко А.В.* (ред.). Карта разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаб 1:2 500 000. М.: Мингео СССР, 1980.

3. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

4. *Buslov M.M., De Grave J.* Tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan Foldbelt (southern Siberia) // The Central Asian Orogenic Belt. Stuttgart: Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung. 2015. P. 93–153.

5. *Ghosh S.K., Ramberg H.* Buckling experiments on intersecting fold patterns // Tectonophysics. 1968. Vol. 5. N 2. P. 89–105. DOI: 10.1016/0040-1951-(68)90083-8

6. *Moody J.D., Hill M.J.* Wrench-fault tectonics // GSA Bull. 1956. Vol. 67. N 9. P. 1207–1246.

7. Safonova I., Seltmann R., Kröner A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim J., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt // Episodes. 2011. Vol. 34. N 3. P. 186–196.

М.М. Буслов<sup>1</sup>

# Мезозойско-кайнозойская внутриконтинентальная тектоника и геодинамика Азии: эффект дальнего тектонического воздействия коллизий на границах литосферных плит

Исследованиями академика Н.Л. Добрецова и его коллег установлено, что формирование структуры и напряженно-деформационное состояние земной коры Центральной Азии связано с результатом передачи деформаций от Индо-Евразиатской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских блоков, расположенных среди фанерозойских складчатых поясов [1–4].

Стратиграфические, структурные и геохронологие данные (трекового датирования апатита) показывают, что формирование современного облика Гималай и Тибета началось в олигоцене (30–25 млн лет назад), Памира и южного Тянь-Шаня – в середине миоцена (18–11 млн лет назад), Северного Тянь-Шаня – в позднем миоцене (12–8 млн лет назад), в Джунгарии, Алтае-Саянском регионе и Монголии – в плиоцене (6–3 млн лет назад), в Забайкалье – в четвертичное время (последние 3 млн лет назад). Около 3 млн лет назад деформации достигли мощного пассивного упора Сибирского кратона, в результате чего была сформирована напряженная структура «сжатой пружины» между активным «интендером» Индийского континента и кратоном. В связи с этим, почти одновременно выросли высокие горы на всей территории Центральной Азии. Пик максимального

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

роста горных систем за последние 3 млн. лет особенно четко выявляется по данным трекового датирования апатита и формирования моласс в межгорных бассейнах и передовых прогибах [2–16].

В результате коллизионного воздействия Индийского континента неоднородная литосфера Центральной Азии была подвержена складкообразованию и формированию разломных структур. В Тянь-Шаньском и Алтае-Саянском горных поясах выявлен режим литосферной деформации [17], включающий как литосферное сгибание (складкообразование), так и образование разломных структур в верхней коре. Наличие деформированных в простые складки поверхностей пенеплена на высокогорных плато, окруженных изрезанными горными хребтами, представляет собой уникальную информацию, которая позволяет изучать параметры деформаций земной коры, взаимосвязи формирования рельефа и осадочных бассейнов.

В мезозое Азиатский континент претерпел интенсивную тектоническую реактивацию, начавшуюся в поздней юре – раннем мелу (около 150 млн лет назад). Реактивация связана с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Северо-Азитского (Сибирского) кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса с Амурским блоком (супертерейном) [18, 19 и др.]. В результате был сформирован мезозойский Монголо-Охотский складчатый пояс, сутурная зона которого протягивается на расстояние свыше 3000 км от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря. В работе [20] на основе опубликованных работ и новых геолого-геофизических данных рассмотрено тектоническое и глубинное строение Монголо-Охотского орогена. Подтверждено, что закрытие Монголо-Охотского бассейна начинается на западе в начале раннего мела и заканчивается на востоке в позднем мелу – эоцене. В результате синтеза разнородных и разномасштабных геофизических моделей показано значительное развитие надвигов (поддвигов) в восточной части орогена на границе с Северо-Азиатским кратоном, тогда как в западной части орогена на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом выявлены преимущественно левосторонние сдвиговые перемещения.

Датирование пород различных регионов Центрально-Азиатского складчатого пояса методом трекового анализа апатитов свидетельствуют о крупных мезозойских поднятиях рельефа в поздней юре-мелу (~150-60 млн лет) [2–16]. Восточное звено орогена (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия и Северный Китай), расположенное в зоне фронтального столкновения жестких структур, претерпело преимущественно складчато-надвиговые деформации. На кратоне были сформированы Байкало-Патомская и др. складчато-надвиговые структуры, по его южному складчатому обрамлению высокая горная система, соизмеримая с

Гималаями, коллизионные граниты и комплексы разрушения орогена: метаморфические ядра и молассы [19, 21]. В западном звене, на обширной территории Северного Китая, Монголии, Забайкалья, Байкальского региона, Алтае-Саянской области, Казахстана была образована внутриконтинентальная среднегорная система. На всей территории широко проявились сдвиги и сдвиго-надвиги с амплитудой в несколько сотен километров, полурамповые структуры Кузбасского и др. бассейнов.

Денудация Монголо-Охотского мезозойского орогена, особенно его восточного звена, привела к образованию обломочного материала, который речными системами [22, 23] выносился через транзитные зоны (современные Кузнецкий, Канско-Ачинский, Иркутский и Тувинский прогибы), в шельфовую область Азии, в том числе крупнейший в мире Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн. U-Pb датирование детритовых цирконов указанных бассейнов хорошо коррелируется с возрастами магматических пород, слагающих огромные по размерам гранитойдные массивы Забайкалья и Монголии (Байкало-Витимский, Хангайский и Хэнтэйский), суммарной площадью выходов свыше 300 000 км<sup>2</sup>.

Обсуждаемые связи между формированием орогенов и осадочных бассейнов Азии в мезозое в настоящее время основаны на хорошо обоснованной модели кайнозойской Индо-Евразийской коллизии [1], а также геологических данных и данных трекового датирования о мезозойской реактивации Центральной Азии [2–16]. В результате аккреции и последующих коллизии Амурского супертеррейна с Северной Евразией был сформирован обширный Монголо-Охотский ороген, соизмеримый по размерам с кайнозойской Центрально-Азиатской горной областью. Огромная по размерам (более 6 тыс км<sup>2</sup>) активно растущая Центрально-Азиатская горная область за кайнозойский период заполнила огромной массой обломочного материала нефтегазоносные шельфовые и окраинные бассейны трех окружающих Азию океанов. Согласно исследованиям [24 и др.], результаты которых отображены на карте общей мощности осадков в океанах и окраинных морях [https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/sedthick9. [pg], мощность осадков в центральных частях Индийского океана (абиссальные котловины) не превышает первых сотен метров (100-200 м), на океанических поднятиях и хребтах может увеличиваться до 500-600 м. На северо-западных окраинах Индостанского полуострова в Аравийском море мощность осадков в среднем достигает 4 км, а на северо-восточной окраине Индостанского полуострова и в тех частях Бенгальского залива, которые являются подводным продолжением дельтовых систем Ганга и Брахмапутры, мощности осадков составляют не менее 10 км и местами достигают 20 км. Приведенные данные необходимо учитывать при анализе взаимосвязи формирования Монголо-Охотского орогена и осадочных бассейнов Азии в мезозое.

#### Литература

1. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Mesoand Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes// Int. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P. 430– 466.

2. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sci. 2004.Vol. 2. № 4. P. 121– 122.

3. *De Grave J., Buslov M.M. and Van den Haute P.* Distant effects of India– Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. Vol. 29. P. 188–204.

4. *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data// J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 205–214.

5. Ветров Е.В., Буслов М.М., Де Гравэ И. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое – кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 57. С. 125–142.

6. De Grav J., Glorie S., Buslov M.M., Stockli D.F., McWilliams M.O, Batalev V., Van den haute P. Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) // Gondwana Research. 2013. Vol. 23. P. 998–1020.

7. De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den haute P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: thermotectonic history of the Tuva region// Tectonophysics. 2014. Vol. 621. P. 44–59.

8. De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement // Tectonophysics. 2015. Vol. 662. P. 416–433.

9. *Glorie S., Buslov M.M., Izmer A, Fournier-Carrie A., Batalev V.Y, Vanhaecke F, Elburg M.A, Van den Haute P.* The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Research. 2011. Vol. 20. P. 745–763.

10. *Glorie S., De Grav, J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den Haute P.* Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // Journal of Asian Earth Sciences. 2012a. Vol. 45. P. 38–149.

11. Glorie S., De Grave J., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M.A, Van den Haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012b. Vol. 544–545. P. 75–92.

12. *Gillespiea J., Glorie S., Xiao W., Zhang Zh., Collins A.S., Collins N.* Mesozoic reactivation of the Beishan, southern Central Asian Orogenic Belt: insights from low-temperature thermochronology // Gondwana Research. 2017. Vol. 43. P. 107–122.

13. *Glorie S., De Grave J.* Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: a review based on low-temperature thermochronolog // Geoscience Frontiers .2016. Vol. 7. P. 155–170.

14. Jolivet M., Ritz J.-F, Vassallo R., Larroque C, Braucher R, Todbileg M., Chauvet A, Sue C, Arnaud N., De Vicente R, Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolial summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. Vol. 35. P. 871–874.

15. Yuan W.M., Carter A., Dong J.Q., Bao Z.K., An Y.C., Guo Z.J. Mesozoic– Tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: new constraints from apatite fission track data // Tectonophysics. 2006. Vol. 412, P. 183–193.

16. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. Vol. 602. P. 194–222.

17. Wan de Beek P., Delwaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // Journal of the Geological Society London. 1996. Vol. 153. P. 515–523.

18. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 334 с.

19. *Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. Vol. 306. P. 33–65.

20. *Shevchenko B.F., Popeko L.I., Didenko A.N.* Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the MongolOkhotsk orogenic belt // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Vol. 5. N 3. P. 667–682.

21. Donskaya V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // Journal of the Geological Society. 2008. Vol. 165. P. 405–421.

22. Davies C., Allen M., Buslov M., Safonova I. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. Vol. 295. P. 307–322.

23. Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I.Yu. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // Sedimentary Geology. 2008. Vol. 208. P. 45–60.

24. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах / Отв.ред. Ю.А.Богданов. М.: Наука, 1988, 308 с.

# <u>Н.А. Бушенкова</u><sup>1</sup>, О.В. Бергаль-Кувикас<sup>2</sup>, Е.И. Гордеев<sup>2</sup>, Д.В. Чебров<sup>3</sup>, И.Ю. Кулаков<sup>1,2,4</sup>, И.Ф. Абкадыров<sup>1,2</sup>, А.В. Яковлев<sup>1,4</sup>, Т.А. Ступина<sup>1</sup>, А.М. Новгородова<sup>1</sup>, С.Я. Дрознина<sup>3</sup>

# Сейсмотомографическая структура надсубдукционного комплекса центральной зоны Камчатки по данным плотных сейсмологических сетей

Сильнейшие землетрясения и самые мощные эксплозивные извержения на Земле приурочены к конвергентным границам плит, что объясняет актуальность и высокую социальную важность изучения таких зон. Многие аспекты глубинной геодинамики привлекают внимание научной общественности из различных областей геонаук, поскольку ответы на большинство важных вопросов не могут быть получены без надежной информации о строении земной коры и мантии. Масштабные исследования коровых и мантийных структур позволяют получить важную информацию о механизмах взаимодействия литосферных блоков, мантийной конвекции и миграции флюидов, необходимую выявления надежных критериев оценки вулканического и сейсмического риска.

Исследуемый регион центральной Камчатки, где расположен крупнейший город региона – Петропавловск-Камчатский, охватывает территорию от вулканов Горелый и Мутновский на юге до вулкана Бакенинг (проявлял активность в начале голоцена) и Верхнеавачинской кальдеры на севере и простирается от восточного до западного побережья полуострова. Район

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

исследований включает Авачинскую группу вулканов, вулканы Вилючинский и Жупановский, кальдеру древнего вулкана Карымшина и моногенные проявления вулканизма в виде шлаковых конусов и экструзивных куполов. Предполагается, что этот регион является границей между двумя принципиально разными режимами субдукции на севере и юге Камчатки. Предыдущие исследования глубинного строения этого региона Камчатки с использованием разных методик разобщены и имеют слабую детальность, поскольку главной проблемой была низкая плотность и неравномерность расположения сейсмологических станций.

В настоящей работе с привлечением большого набора новых данных, полученных на плотных временных сетях, построена единая детальная сейсмотомографическая модель структуры надсубдукционного комплекса (коры и верхов мантии) в районе центральной Камчатки.

В работе наряду с данными постоянных станций Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН использованы данные двух временных сетей, функционировавших на Авачинской группе вулканов в 2018, 2019 годах и в центральной зоне Камчатки в 2019, 2020 годах. Построение модели выполнено на основе данных 2687 локальных землетрясений, произошедших в период работы упомянутых временных сетей и зарегистрированных 134 региональными стационарными и временными станциями. В томографической инверсии использовано 59088 времен пробега Р-волн и 34697 – S-волн.

Разрешающая способность новой модели позволяет проследить зоны выделения флюидов и расплавов из слэба, их миграцию в мантийном клине и коре, дает возможность оценить их роль в питании магматических систем Восточного вулканического пояса Камчатки. Так, например, на горизонтальных и вертикальных срезах модели, можно видеть следующие характеристики магматических систем. Вулканы Авачинской группы кроме собственных небольших приповерхностных магматических камер имеют общий источник питания на глубине более 50 км, который в свою очередь прослеживается от поверхности слэба. Питание вулкана Вилючинский идет через промежуточную крупную магматическую камеру, расположенную на глубине 30-55 км, которая имеет отношение и к питанию расположенной западнее Большебанной гидротермальной системы, а эта крупная камера, в свою очередь, подпитывается из канала, берущего свое начало от границы слэба на глубине более 70 км. Систему питания комплекса вулканов Горелый и Мутновский можно проследить вплоть до границы слэба на глубинах более 100 км.

Работа выполнена при поддержке РНФ 20-17-00075 и Мегагранта № 14.W03.31.0033 Минобрнауки России.

# Тектонофизические параметры и механизмы геологоструктурного контроля золоторудных участков Гурбейского месторождения (В. Саян)

На основе кинематического анализа [1-3] полевой информации об ориентировке и кинематике «тектонических борозд и штрихов скольжения» (следов разновозрастной и разнонаправленной тектонической подвижности блоков горных пород) реконструировано шесть последовательных этапов инверсионной смены условий тектонического деформирования горных пород [4] в геолого-структурной истории формирования месторождения. Выделение этапов обосновано пространственно-временной изменчивостью численных характеристик тектонофизических параметров процесса деформации, реконструированных по методике кинематического анализа. Это: азимутальные и угловые характеристики главных осей нормальных и касательных напряжений ( $\sigma_1 \ge \sigma_2 \ge \sigma_3$ ;  $\tau_m^{\text{пев}}$ ,  $\tau_m^{\text{прав}}$ ), а также тип кинематики механизмов деформации, устанавливаемый по индексу вертикально ориентированной оси одного из нормальных напряжений (σ<sub>1</sub>, σ<sub>2</sub>, σ<sub>3</sub>) и по количественным соотношениям между *девиаторными* компонентами (относительными величинами главных осей  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) тензора напряжений, отражаемых в значениях коэффициента Лоде-Надаи –  $(\pm \mu_{a,c})$  [5]. Надежность выделения этапов зависит от размеров выборки, по которой проводится реконструкция. Выделение этапов проводится по реконструкциям механизмов деформации регионального ранга, выполненных по крупным выборкам (от nx100 шт до nx1000 шт борозд). По реконструкциям же локального ранга (с количеством борозд « 20-50 шт) выявлена пространственная изменчивость тектонофизических параметров рудного этапа деформации горных пород в 650 участках (узлах) сети наблюдений.

На основе информации о численных значениях параметров ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ,  $\mu_{\epsilon}$ ,  $\Delta Z$ ) проведен сравнительный анализ и региональных, и локальных особенностей деформирования (структурирования) горных пород на рудном

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Оржоникидзе (МГРИ), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Общество с ограниченной ответственностью ООО «ТЕХСЕРВИС», Москва, Россия

этапе и определен комплекс тектонофизических параметров, являющихся признаками геолого-структурных условий, благоприятных для развития процесса рудообразования. Этими признаками являются параметры *объемно-деформационного разуплотнения* [дилатансии (фр.), дилатации (англ.)] горных пород, контролируемого *взбросовыми* механизмами тектонической деформации при активном, вертикально ориентированном (ось  $\sigma_1$ ), растяжении горных пород (что подтверждается отрицательными значениями величин  $\mu_e < 0$ ).

Таким образом, признаки объемно-деформационного разуплотнения горных пород, выраженные в численных значениях тектонофизических параметрах деформационных процессов – это: 1) крутая ориентация оси растяжения  $\sigma_1 \ge 60^\circ$  относительно горизонта; 2) отрицательное значение ( $\mu_{\epsilon} < 0$ ) величины коэффициента Лоде-Надаи; 3) положительное значение ( $\Delta Z > 0$ ) величины приращения вертикальной компоненты деформации.

Объемно-деформационное разуплотнение горных пород закономерно сопровождается экспоненциальным увеличением площади их внутренней деформационной поверхности. Исходя из этого и принимая во внимание, известную из кинетики химических реакций, зависимость скорости реакций от площади контакта реагирующих фаз, было выдвинуто следующее предположение. Увеличение площади контакта минералов с флюидами на рудном этапе могло быть одной из вероятных причин эксРис. Подобие графиков изменения величин частотных характеристик W = (pp+pn/2) объёмнодеформационного разуплотнения горных пород и содержаний Аu по линиям простирания разведочных канав



Ταδπυψα

Параметры корреляции между частотами: борозд взбросовой кинематики (переменная X) и механизмов дилатансии (переменная Y) в рудных интервалах горных выработок Гурбейского месторождения

(X <sub>r</sub> -X.cp) <sup>.</sup> (Y <sub>i</sub> -Y.cp)	0,001196	0,029604	0,013446	-0,004468	0,007275	0,003204	-0,000096	0,007218	-0,006546	0,011961	0,392200	0,087104	0,030000
X <sub>i</sub> •Y <sub>i</sub>	0,0546	0,0416	0,0640	0,1232	0,0899	0,1089	0,1440	0,2583	0,1584	0,2496	0,3922	0,5292	0,0300
[Y <sub>i</sub> -Y.cp] <sup>4</sup>	0,003278	0,002312	0,001033	0,000097	0,000023	0,000006	0,000000	0,000001	0,000103	0,000392	0,299866	0,130218	0,000207
[Y <sub>i</sub> -Y.cp] <sup>3</sup>	-0,013701	-0,010545	-0,005763	-0,000979	-0,000333	-0,000120	200000'0-	0,000029	0,001022	0,002786	0,405224	0,216772	0,001728
[Y <sub>i</sub> -Y.cp] <sup>2</sup> .	0,0573	0,0481	0,0321	6600'0	0,0048	0,0024	0,0004	6000'0	0,0101	0,0198	0,5476	0,3609	0,0144
[Y <sub>i</sub> -Y.cp]	-0,2393	-0,2193	-0,1793	-0,0993	-0,0693	-0,0493	-0,0193	0,0307	0,1007	0,1407	0,7400	0,6007	0,1200
$Y_i = Wdil$	0,1400	0,1600	0,2000	0,2800	0,3100	0,3300	0,3600	0,4100	0,4800	0,5200	0,7400	0,9800	0,1200
[X <sub>i</sub> -X.cp] <sup>4</sup>	0,00B0000	0,000332	0,000032	0,000004	0,000122	0,000018	0,000000	0,003050	0,000018	0,000052	0,078905	0,000442	0,003906
[X <sub>i</sub> -X.cp] <sup>3</sup>	0,000000	-0,002460	-0,000422	0,000091	-0,001158	-0,000275	0,000000	0,012978	-0,000275	0,000614	0,148877	0,003049	0,015625
[X <sub>i</sub> -X.cp] <sup>2</sup>	0,0000	0,0182	0,0056	0,0020	0,0110	0,0042	0,0000	0,0552	0,0042	0,0072	0,2809	0,0210	0,0625
[X <sub>i</sub> -X.cp]	-0,0050	-0,1350	-0,0750	0,0450	-0,1050	-0,0650	0,0050	0,2350	-0,0650	0,0850	0,5300	0,1450	0,2500
$X_{i} = V_{vsb}$	0,3900	0,2600	0,3200	0,4400	0,2900	0,3300	0,4000	0,6300	0,3300	0,4800	0,5300	0,5400	0,2500
N вы- борки, (интер- вала)	1	7	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13

Окончание табл.

(X <sub>r</sub> -X.cp) (Y <sub>i</sub> -Y.cp)	0,005461	0,577557						0,792106	4,495
X <sub>i</sub> •Y <sub>i</sub>	0,0952	2,3391							
[Y <sub>i</sub> -Y.cp] <sup>4</sup>	0,000097	0,437635	0,031260			-2,999769			
[Y <sub>i</sub> -Y.cp] <sup>3</sup>	-0,000979	0,595136	0,042510		0,001073				
[Y <sub>i</sub> -Y.cp] <sup>2</sup> .	0,0099	1,1185	0,0799	0,2933			77,34%		
[Y <sub>i</sub> -Y.cp]	-0,0993								
Y <sub>i</sub> = Wdil	0,2800	5,3100	0,3793						
[X <sub>i</sub> -X.cp] <sup>4</sup>	0,000009	0,086889	0,006206			-2,999992			
[X <sub>i</sub> -X.cp] <sup>3</sup>	-0,000166	0,176478	0,012606		0,000088				
[X <sub>i</sub> -X.cp] <sup>2</sup>	0,0030	0,4753	0,0340	0,1912			48,41%		
[X <sub>i</sub> -X.cp]	-0,0550								
$X_i = V_{vsb}$	0,3400	5,5300	0,3950						
N вы- борки, (интер- вала)	14	N	M.cp	$\mathbf{S}_{xy}$	$\mathbf{A}_{\mathrm{x},\mathrm{y}}$	$E_{x,y}$	$\mathbf{V}_{\mathbf{x}\mathbf{y}}$	$\mathbf{r}_{\mathrm{x,y}}$	tкр. Стью- дента

Примечание. При 99% уровне значимости расчётная величина t-критерия превышает величину табл. значения t-критерия: 4,495>2,977, что статистически не противоречит выводу о прямой зависимости дилагансии от тектонических движений взбросовой кинематики (коэфф. корр. 0,79). поненциального увеличения объёма продуктов в реакциях рудообразования. Непротиворечивость такого предположения подтверждена *прямой связью* между численными значениями вертикальной компоненты деформации ( $+\Delta Z$ ) и частотами (W) механизмов объемно-деформационного разуплотнения в *рудоносных* интервалах разведочных канав [6]. В представленной работе установлена *прямая связь* между частотными характеристиками (W) механизмов разуплотнения и ( $V_{vsb}$ ) борозд скольжения взбросового типа в тех же рудных интервалах канав. Наконец прямой иллюстрацией высокой вероятности связи рудообразования с объемно-деформационным разуплотнением является <u>подобие</u> графиков изменения величин частотных характеристик W объёмно-деформационного разуплотнения горных пород и содержаний Au по линиям простирания разведочных канав (см. рис.).

#### Литература

1. *Гущенко О.И*. Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1973. Т. 210. № 2. С. 331–334.

2. *Гущенко О.И*. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.

3. *Гущенко О.И*. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

4. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 90–93.

5. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 126–130.

6. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А., Тверитинова Т.Ю., Тверитинов А.Ю. Деформационный механизм структурно-тектонического контроля эндогенного рудообразования // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы пятой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2020. С. 203–214.

# Характер разломной тектоники севера Предуральского прогиба и ее связь с нефтегазоносностью

Север Предуральского прогиба расположен вдоль окраины Русской платформы и западного склона Урала, где он распадается на ряд частей. Данная территория занимает около третьей части Тимано-Печорского бассейна и расположена в восточной части наиболее опущенной части Печорской плиты. Первоначально данная структура формировалась на океанической коре и выглядела в виде глубоководного желоба, который заполнен орогенным флишем. Далее в раннем и среднем карбоне на месте этого желоба стал формироваться краевой прогиб, который заполнялся глубоководным флишем и нижней мелассой. На первоначальных этапах формирования краевого прогиба он был значительно глубже, также в это время возникают крупные шарьяжи, затем крупные шарьяжные ансамбли. Об их значительной величине можно судить по молассам, которые возникали на месте аллохтонов. На территории севера Предуральского прогиба, в районе современной структурной зоны, в области Уральской складчатой области можно наблюдать наиболее мощный объем осадочных пород [1]. Данные породы обладают значительной изменчивостью по составу, по строению слагающих их мощностей, также они имеют различную степень заполнения органическими породами. Их стратиграфическое расчленение и корреляция слагающих пород представляет довольно сложную задачу, так как в данном случае среди остатков органических пород имеется много переотложенных форм. На западе Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна распространены осадочные породы, которые характеризуются наименьшим количеством стратиграфических перерывов и несогласий. Более высокие мощности карбонатных пород, присутствие цикличности и ритмичности, характерные для платформенного типа, а также компенсированный характер осадконакопления свидетельствуют о том, что существовали формации карбонатного шельфа, который сформировался в условиях перикратонного опускания плиты. Здесь в пермско-триасовый период формировались флишевые и континентальные молассовые формации, которые компенсировали прогибание Предуральского краевого прогиба [2].

В период формирования Предуральского краевого прогиба стала увеличиваться мощность и дислоцированность нижнепермских отложений в восточном направлении, которые отразились в фациальных особенностях

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

пород. Данная территория разделяется на отдельные впадины, такие как Северо-Уральская, Печорская и др. Здесь по кровле фундамента прогиб сравнительно «желеобразный», имеющий глубину порядка 10-12 км. В данном районе наиболее опущенными являются южные районы Бельской впадины. А в районе Уфимско-Соликамской впадины глубина отложений уменьшается до 3 км. Однако в районе Воркутской впадины она снова возрастает до 8 км. По краевому юго-восточному блоку осадочного чехла можно обнаружить положительные структуры. Одной из характерных особенностей севера Предуральского прогиба является широкое распространение разломов и надвиговой тектоники [3]. Их генезис, как правило, характеризуется процессами субдукции на завершающих стадиях развития Урало-Монгольского подвижного пояса. Структуру севера Предуральского прогиба можно разделить на несколько зон: Прилемвинская складчато-покровная зона, центральная зона и внешняя зона, образованная системой встречных надвигов. Структуры данной территории имеют ряд характерных особенностей. Так, разломы гряды Чернышева характеризуются меридианным простиранием. Структуры данной гряды имеют удлиненные формы и отличаются высокой интенсивностью. Здесь получили широкое распространение поднадвиговые антиклинальные тектонически ограниченные складки. Поднятие Чернышева характеризуется структурами, которые ограничены асимметричными антиклиналями, которые носят тектонический характер. Также во внутренних синклиналях в некоторых местах имеет место разрез пород орогенного характера, который перекрыт угловыми несогласиями, указывающими на послетриасовое время формирования данных структур.

Тальбейский блок, который расположен южнее, имеет асимметричное строение. С востока он ограничен дугой Восточно-Чернышевского надвига, где по пологой плоскости силурийские отложения поднятия Чернышева далеко надвинуты на отложения Косью-роговской впадины. Данное нарушение можно рассматривать как надвиг, сформированный в виде послойных срывов, возникших в процессе формирования осадочного чехла впадины. На территории Тальбейского блока оно формирует две структуры поднадвигового типа – Исакъюскую и Пымвашорско-Харутинскую. Из всех блоков поднятия Чернышева данный блок является максимально изученным сейсморазведочными работами. Данные структуры Тальбейского блока, входящие в гряду Чернышева, образовались в результате послойного срыва, сформированного по ордовикским отложениям на территории Косью-роговской впадины на востоке и до Солюкинской структуры на западе [4].

На территории севера Предуральского прогиба открыто несколько нефтяных и газовых месторождений. Однако степень изученности и анализ геолого-геофизических данных свидетельствуют о том, что на данной территории существует большая вероятность открытия новых месторождений нефти и газа. Север Предуральского краевого прогиба представляет собой узкую синклинальную структуру, сложенную в основном породами верхнепалеозойского возраста. Здесь распространены типоморфные осадочные формации и вместе с ними присущий краевым прогибам комплекс полезных ископаемых. В основном это газовые месторождения севера Предуральского прогиба, а также Воркутского бассейна, кроме этого каменные и калийные соли Приуралья.

Перспективы нефтегазоносности севера Предуральского прогиба обладают значительным количеством разнообразных характеристик. Так, каменноугольные отложения Верхнепечорской впадины характеризуются карбонатными и глинистыми фациями. В раннекаменноугольную эпоху район сноса проходил для южной части впадины не на востоке, а на западе, на территории современного Тимана. По результатам данных глубокого бурения можно сделать вывод, что имеющиеся на этой территории месторождения нефти и газа приурочены к нижнепермским терригенным отложениям. Проведенные сейсморазведочные работы по отложениям палеозоя и анализ пробуренной скважины Воргамусюрская-1 указывают на большие перспективы нефтегазоносности данных объектов [5].

На севере Предуральского прогиба в основных стратиграфических комплексах, начиная от ордовикско-нижнедевонского, может размещаться не менее 60 перспективных структурных и структурно-дизъюнктивных ловушек различного типа, имеющих площадь до 50 км<sup>2</sup>. Эти структуры и ловушки можно разделить как резервуары пластового, массивнокарбонатного и рифогенного типа. Также значительный интерес для поисков месторождений нефти и газа представляют зоны нефтегазонакопления в наиболее перспективных районах Верхнепечорской и Косьюроговской впадин. Детальный анализ перспектив нефтегазоносности севера Предуральского прогиба, включая глубокозалегающие горизонты, позволяет выделить в верхневизейско-нижнепермских комплексах наиболее перспективные районы с максимальным количеством и потенциалом по нефти и газу. Например, в Вуктыльско-Мартьюрской зоне Верхнепечорской впадины запасы углеводородов до 130 у.т на км<sup>2</sup>, и 40 тыс. у.т на км<sup>2</sup> в Интинской зоне Косью-роговской впадины. Такие районы являются наиболее интересными и перспективными для поиска месторождений углеводородов в северных районах Предуральского прогиба

Для данных районов было проведено тектоническое районирование и изучены характерные типы строения основных нефтегазоносных комплексов, дополнительно сделано нефтегазогеологическое районирование северных районов Предуральского прогиба. При районировании этой территории применены последние геологогеофизические данные, которые свидетельствуют о сложном чешуйчатонадвиговом строении восточного и западного обрамлений Косью-роговской впадины.

На изучаемой территории было выделено восточное ограничение Северо-Предуральской нефтегазоносной области. Можно сказать, что в современном структурном плане данная область находится на территории двух надпорядковых тектонических элементов и распространяется как на территорию данного прогиба, так и часть Западной осевой структурной зоны Урала.

На территории Северо-Предуральской нефтегазоносной области выделены четыре нефтегазоносных района, это Хоседаюский, Воркутский, Кочмесский и Интинско-Лемвинский. Были уточнены границы районной и существенно расширены площади, в частности, у Кочмесского, и у Интинско-Лемвинского. Были выделены границы основных нефтегазоносных зон, а также приведена типизация ловушек углеводородов в пределах каждой из них.

В ходе оценки перспектив нефтегазоносности севера Предуральского прогиба также учитывался характер тектонических критериев. Кроме того, проводился анализ тектонического развития перикратонной части Печорской плиты и определены на её территории разные по составу формации, сформированные на заключительных этапах герцинской складчатости в результате движений по различным системам региональных надвигов.

Показано значение и важность региональных надвигов при формировании структуры осадочного чехла и их влияние на нефтегазоносность. Генетическая связь при формировании дизъюнктивных и пликативных дислокаций выражается в том, что основное количество складок являются вторичными производными от надвигов.

#### Литература

1. Борисов Н.С., Ткаченко Ю.П., Кокошко А.Л. Надвиговые структуры гряды Чернышева. Механизм формирования и перспективы нефтегазоносности // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Материалы XIV Геологического съезда республики Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 96–98.

2. Боровинских А.П., Гайдеек В.И., Богацкий В.И., Панкратов Ю.А. Ресурсы нефти и газа в Тимано-Печорском седиментационном бассейне и динамика их освоения // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов Европейского севера России. Материалы всероссийской конференции, 26–28 апреля 2000 г. Сыктывкар, 2000. С. 34–36. 3. Временное положение об этапах и стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ. Приложение 1 к Приказу МПР РФ от 7.02.2001 г. № 126, 2001...

4. Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., 1969. С. 163– 194.

5. Данилевский С.А., Склярова З.П., Трифачев Ю.М. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта, 2003. 181 с.

# **Н.И. Ветрова<sup>1</sup>, Е.В. Ветров<sup>1</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>1</sup>**

# Геохимия, изотопный состав (Sr, C, O) и возраст карбонатных пород кинтерепской свиты (Салаирский бассейн Центрально-Азиатского складчатого пояса)

В данной работе рассмотрен Салаирский палеобассейн, расположенный в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области в северном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геологические комплексы Салаирского бассейна включают раннепалеозойские формации океанической островной дуги, ее склона и глубоководного желоба [2]. Наиболее древними отложениями северо-западной части Салаира являются карбонатные отложения кинтерепской свиты. Разрез кинтерепской свиты мощностью 900-1100 м входит в число опорных разрезов складчатых областей Сибири, поэтому исследование вопросов, связанных с ее составом и возрастом, необходимы как для понимания процессов осадконакопления, так и для уточнения существующих стратиграфических схем и межрегиональных корреляций. Кроме того, геологические комплексы Салаирского бассейна определяют границы Салаирской золото-меднополиметаллическая минерагенической зоны в составе Алтае-Салаирской каледонской субпровинции. Например, кинтерепские породы вмещают гидротермальное золото-кварцевое оруденение, по ним могут образовываться золотоносные коры выветривания и гидраргиллитовые бокситы [3] и их всестороннее исследование может представлять промышленный интерес. Учитывая высокую значимость карбонатных пород кинтерепской

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

свиты для стратиграфии и металлогенического потенциала Салаира, мы провели геохимические изотопно-геохимические (Sr, C, O) и геохронологические (U-Pb датирование цирконов) исследования.

Кинтерепская свита сложена преимущественно серыми рифогенными и темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с редкой примесью вулканогенно-осадочного материала, прослоями туфов и кремнистоглинистых сланцев. Породы свиты слагают ядра антиклинальных линейных складок, поэтому нижняя стратиграфическая граница свиты не может быть установлена. Характер взаимоотношения с перекрывающими отложениями является предметом дискуссии. С одной стороны, считается, что кинтерепскую свиту согласно перекрывают вулканогенные образования печеркинской свиты [4], либо терригенные отложения суенгинской свиты. Альтернативная точка зрения предполагает постепенные переходы между кинтерепскими карбонатами и печеркинскими вулканитами и/или суенгинскими осадочными породами по латерали в виде единого фациального ряда [1]. Постепенный переход объясняется наличием вулканогенных пород на различных уровнях карбонатных разрезов кинтерепской свиты и линз археоциатовых известняков среди вулканогенных образований печеркинской свиты.

Обоснование возраста кинтерепской свиты до сих пор опирается на палеонтологические определения прошлого столетия и не имеет подтверждения современными прецизионными методами. В кинтерепских известняках известны находки раннекембрийских археоциат и фоссилий плохой сохранности. Наиболее полным набором палеонтологических определений обладает фациальный аналог кинтерепской свиты в юговосточной части Салаирского бассейна, где известны микрофитолиты Osagia mongolika Vol., O. kuvaika Jaksch., Gleocapsella gincingeri Posp.; водоросли Epiphvton sp., Razumovskia sp., Girvanella sp., Renalcis sp. Proaulopora sp.; крустификаты Stromatactis palaeozoicus Posp. и редкие фрагменты apxeoциat Robustocyathus ? sp. Возраст печеркинской свиты, перекрывающей кинтерепскую свиту или замещающей ее по латерали также не имеет надежного обоснования. Вендская К-Ar датировка 572±15 млн лет [5], полученная по валу для вулканитов печеркинской свиты из стратотипического разреза, требует подтверждения другими геохронологическими методами.

Нами изучены карбонатные породы стратотипического разреза кинтерепской свиты в районе п-ка Кинтереп. Породы представляют собой, главным образом, серые и тёмно-серые массивные однородные известняки с раковистым изломом. При петрографическом исследовании установлена мелко-среднезернистая, скрытокристаллическая структура, признаки органогенного происхождения не обнаружены. Атомно-абсорбционный анализ карбонатных пород, выполненный для 21 пробы в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), показал, что исследованные породы являются чистыми известняками с Mg/ Са отношением менее 0.007 и низким содержанием алюмосиликатного вещества (в среднем 5%). Концентрации Мп в карбонатных породах кинтерепской свиты варьирует от 30 до 280 г/т, содержания Fe – от 630 до 18 000 г/т, содержания Sr высокие (от 2700 до 6300 г/т).

Анализ содержаний Rb, Sr и изотопного состава Sr, проведенный на многоколлекторном масс-спектрометре TritonPlus в ЦКП Геоаналитик (Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН), позволил определить значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношения – от 0.708486 до 0.708582 для известняков кинтерепской свиты. Известняки характеризуются низкими значениями Mn/Sr отношения от 0.01 до 0.1, Fe/Sr отношения от 0.13 до 2.3, отсутствием корреляции между содержанием Sr и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и между отношениями <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и Mn/Sr, что указывает на высокую степень сохранности Sr-изотопной системы и правомерность использования полученных результатов для дальнейшей дискуссии. Исследование изотопного состава С и О кинтерепских известняков, выполненное методом проточной масс-спектрометрии при постоянном потоке Не с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT – 253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), показали нормальные значения  $\delta^{18}O_{SMOW}$  от 19.8 до 23.8‰ и изотопный состав углерода  $\delta^{13}C_{PDB}$  от -0.7 до +0,9. Полученные характеристики (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношения от 0.70849 до 0.70858, значение  $\delta^{13}$ С от -0.7 до +0.9‰.) в соответствии с мировой кривой вариации <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношения и значений <sup>813</sup>C<sub>PDB</sub> в палеоокеане [6] предполагают два вероятных интервала накопления карбонатных пород кинтерепской свиты: 550-540 млн лет (венд) и 525-510 млн лет (ранний кембрий).

Для уточнения возраста формирования пород кинтерепской свиты, проведены U-Pb исследования цирконов из туфогенного материала, обнаруженного среди известняков. Датирование цирконов выполнено в Центре Геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета методом лазерной абляции LA-ICP-MS. Конкордатный возраст, полученный по 23 измерениям, составил 516.0±0,9 млн лет (СКВО = 10). Средний возраст, рассчитанный по 21 измерению, показал схожий результат с учетом погрешности – 513.6±1.0 млн лет. Два анализа не были учтены при расчёте среднего значения возраста, поскольку оказались несколько древнее, чем основная популяция. Гистограмма распределения единичных возрастов показала пик на ~513 млн лет. Таким образом полученная датировка ~515 млн лет отражает раннекембрийское время формирования вулканического пепла и тем самым ограничивает интервал карбонатонакопления.

Таким образом, с помощью комбинации методов хемостратиграфии и геохронологии установлен возраст образования пород кинтерепской свиты Салаирского бассейна – 525–510 млн лет (ранний кембрий). Полученный возрастной интервал и изотопные характеристики карбонатных отложений кинтерепской свиты могут быть использованы в дальнейшем при корреляции с аналогичными разрезами других сегментов Центральной Азии и Сибири.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-00022.

#### Литература

1. Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф., Кондрашов А.К., Кораблева Т.В., Сазонов В.А., Тереда Н.Ф., Черных А.К., Головина А.Г. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание). Новокузнецк, Запсибгеолсъемка, 2006. 172 с.

2. Бабин Г.А., Шокальский С.П. Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2017. № 6. С. 19–37.

3. Государственная геологическая карта РФ 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45-Новокузнецк. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005.

4. Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А., Рослякова Н.В., Васильев И.П., Неволько А.И., Осинцев С.Р. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001. 243 с.

5. Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В., Лебедев Ю.Н., Доильницын Е.Ф. Полихронность и геохимические особенности Салаирского рудного поля // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука: Сиб. отделение, 1987. С. 82–98.

6. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research. 2010. Vol. 182. P. 337–350.

## Изотопный состав Sr древних кораллов как инструмент косвенного определения скорости погружения Тихоокеанской плиты

В состав Императорского хребта (Тихий океан) входит больше десятка подводных гор – потухших вулканов. Самым древним считается северный – Мейджи (Meiji), его возраст оценивается в 85 млн лет. Самый молодой – Даикакуджи (Daikakuji) – 42 млн лет, он находится на сочленении с Гавайской грядой. Данные геофизических и геологических исследований, сводятся к тому, что Императорско-Гавайский хребет образовался в результате продолжительной деятельности «Гавайской горячей точки» – долгоживущего мантийного плюма под Тихоокеанской плитой. Движение плиты относительно условно стационарной мантийной структуры, привело к образованию линейной цепи вулканических островов и подводных гор, возраст которых увеличивается с юга на север.

Рейс № 86 научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев» проходил в июле–августе 2019 года. Целью экспедиции было комплексное изучение подводных гор южной части Императорского хребта. Самым южным и, соответственно, молодым объектом был гайот Коко. Время его образования оценивается на уровне 50 млн лет [2, 6].

Сбор материала производился при помощи телеуправляемого подводного аппарата Comanche, оснащенного гидравлическими манипуляторами Schilling Orion, гидроакустической системой позиционирования Sonardyne, сопряженной с системой GPS-навигации. Было проведено 11 погружений на вершину и склоны. Карбонатный материал был доставлен из четырёх погружений, три из которых проведены на северо-западной вершине гайота, а четвертое – в западной части основного плато. Образцы фотографировались и распиливались на судне. Они представлены известняками с мелкозернистым матриксом, содержащим множественные биокласты (кораллы, моллюски, бентосные фораминиферы) и обломки карбонатного вещества неопределимого происхождения. Дальнейшая

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

подготовка проб проходила в лаборатории физико-химических методов ИГГ УрО РАН.

Фрагменты карбонатных пород без внешней корки и отдельные части фоссилий массой около 100 мг промывали трижды в деионизированной воде. Затем к ним добавляли по 5 мл 1N HCl. Полученный раствор центрифугировали 20 минут на скорости 6000 об/мин. Жидкость аккуратно отбирали, чтобы не взмутить осадок и переносили в TF бюксы для изотопного анализа. Sr выделяли методом одностадийной ионно-обменной хроматографии на смоле SR-Resin (100–200 mesh). Измерения проводились на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus. Смещение массы было скорректировано с использованием комбинации экспоненциального закона нормализации (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 8.37861) и метода брекетинга (нормализованные значения были дополнительно скорректированы на среднее эталонное значение 0.710245 для SRM-987 (база данных GeoReM)).

Изменение баланса между континентальным и мантийным потоками вещества отражается в изотопном составе Sr Мирового океана и поэтому значение отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr с течением времени изменяется и отражается на глобальной кривой вариации <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr [4]. Сопоставление с ней изотопного состава Sr карбонатных пород позволяет определять возраст их формирования с достаточно высокой точностью на протяжении всего фанерозоя. Отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в иглах морского ежа отряда Cidaroida (определение к.б.н. К.В. Минина, ИО РАН) составило 0.70917±0.00001 (обр. LV86-9 и LV86-16), что соответствует современному изотопному составу воды [4]. Из неизменённых известняков, которые мы можем с уверенностью использовать для целей изотопной стратиграфии, самым молодым является LV86-8-4, он образовался 15.30±0.15 млн лет назад в лангийское время (средний миоцен), известняк LV86-9-1 сформировался 18.2±0.15 млн лет, LV86-9-4 – 19.07±0.03 млн лет в бурдигальский век. Образец LV86-9-9 с остатками Merulinidae образовался на границе аквитанского и бурдигальского ярусов, 20.1±0.3 млн лет назад, известняк с Astrea cf. annuligera LV86-9-2 более древний, сформировался в аквитанский век, 21.65±0.3 млн лет назад. Самый древний образец из изученных - LV86-9-6, образовался в позднем олигоцене в хаттском веке, 25.55±0.45 млн лет назад. Последние три содержат комплекс микрофоссилий Spiroclypeus tidoenganensis и Heterostegina assilinoides (?). Профессор Davide Bassi определил его как позднеолигоценовый, что достаточно близко к данным, полученным методом Sr-изотопной стратиграфии. Сопоставление с кривой вариаций отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr образцов LV86-4, LV86-8-2 и LV86-8-3, которые мы считаем измененными, дает следующие возрасты: 6.7±0.3, 26.3±0.5 и 29.2±0.5 млн лет.

Полученные данные позволяют оценить скорость погружения гайота Коко. Мы исходили из следующих предположений: (1) рифообразование





На А: Темными значками обозначены измененные образцы и их возможное место на кривой.

На Б: Линия на графике показывает положение вершины вулкана, образовавшейся 49–48 млн лет назад [6]

замедлялось, а затем прекращалось вследствие погружения горы ниже фотической зоны, в которой соответствующие организмы и ассоциирующие с ними водоросли не могли существовать; (2) те сообщества, которые мы обнаружили на плато гайота, при жизни предпочитали оптимальные условия: мелководье, 20-30 м глубины, среднюю Т воды не ниже 18 °C; (3) более поздние сообщества, не содержание рифовых кораллов, жили на бо́льших глубинах. Эти граничные условия и данные о возрасте образцов позволили построить график: возраст кораллов против разницы возрастов, согласно которому скорость роста рифа (или опускания вулканической постройки) была неравномерной. Все имеющиеся оценки возраста [1, 3, эта работа] были отранжированы и между ними вычислена разница. В период от 30 до 25 млн лет назад новые виды нарастали с большой скоростью и, соответственно, разница в возрасте между ними меньше, чем в более поздний период, с 25 до 15 млн лет. Это подтверждается и прямыми расчётами. Наш самый молодой образец коралла имеет возраст 20.1±0.3 млн лет. Тогда он находился на глубине максимум 30 м. Затем, вероятно, риф уже не мог существовать и компенсировать глубину погружения, поскольку гайот переместился северо-запад [3], и температура воды перестала быть приемлемой для роста кораллов. Максимальная глубина существования коралловых водорослей, обнаруженных в образце Lv86-8-5, составляет 120 м [3]. Таким образом, учитывая все допущения, мы рассчитали, что в последние 15 млн лет гайот Коко опускался со скоростью (350 – 120)/15.3 = 15.0 м/млн лет, то есть 0.015±0.002 мм/ год. В период с 20 до 15 млн лет, средняя скорость погружения составила (120 – 30)/(20.1 – 15.3) = 20.8 м/млн лет, то есть 0.0208±0.0031 мм/ год. Самые первые мелководные осадки образовались в период от 49.7 до 43.5 млн лет, они были обнаружены в керне, отобранном на глубине 1500 метров. Подошва этого слоя находилась в 57 м от верха колонки [6]. Таким образом, скорость погружения в первые десятки млн лет, вероятно, находилась в интервале 0.046±0.005 мм/год, что близко к оценке скорости, предложенной Т.А. Davies с коллегами [2]. Кроме того, наши данные согласуются с расчетами динамики термического опускания [5].

Определения микрофоссилий и кораллов проведены профессорами Marc Humblet, Yasufumi Iryu, Davide Bassi. Изотопные исследования выполнены в рамках совместных исследований по НИР ГЕОХИ РАН (№0137-2019-0015) и ИГГ УрО РАН (АААА-А18-118053090045-8). Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

## Литература

1. Clague D.A., Braga J.C., Bassi D., Fullagar P.D., Renema W., Webster J.M. The maximum age of Hawaiian terrestrial lineages: geological constraints from Kōko Seamount // J. Biogeogr. 2010. Vol. 37. P. 1022–1033. 2. Davies T.A., Wilde P., Clague D.A. Koko Seamount: A major guyot at the southern end of the Emperor Seamounts // Mar. Geol. 1972. Vol. 13. P. 311–321.

3. *Grigg R.W.* Paleoceanography of Coral Reefs in the Hawaiian-Emperor Chain // Science. 1988. Vol. 240. P. 1737–1743.

4. *McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.* Strontium isotope stratigraphy // The Geologic Time Scale. 2012. N 1. P. 127–144.

5. *Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. N 5. P. 803–827.

6. Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W., Cottrell R.D., Steinberger B., Thordarson Th., Kerr B.C., Neal C.R., Frey F.A., Torii M., Carvallo C. The Emperor Seamounts: Southward Motion of the Hawaiian Hotspot Plume in Earth's Mantle // Science 2003. Vol. 301. P. 1064–1069.

## А.В. Волков<sup>1</sup>, А.Л. Галямов<sup>1</sup>

## Применение моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии, созданных на основе гравитационных данных спутника GOCE, в металлогеническом анализе территории арктической зоны России

Космический аппарат GOCE (массой 1 т) был выведен с российского космодрома Плесецк ракетой-носителем «Рокот» на низкую околоземную солнечно-синхронную орбиту 17 марта 2009 г. GOCE – спутник Европейского космического агентства (ESA), сочетающий гравиразведку и GPS-трекинг для определения среднего гравитационного поля Земли с беспрецедентными точностью и пространственным разрешением [1]. Для обеспечения максимально возможной точности измерений была выбрана весьма низкая орбита – 260 км над поверхностью Земли (приблизительно на 500 км ниже, чем орбиты других научных спутников, в частности ASTER). В результате миссии GOCE (2009–2013 гг.) составлена новая сверхточная гравитационная карта Земли [2]. Кроме того, более точно определена форма планеты, измерены сила тяготения в различных регионах и плотность земной коры. Создаваемые модели земной коры на основе сейсмических данных и разрезов были согласованы с наблюдаемым GOCE гравитационным полем. Проект GEMMA, также финансируемый

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия
ESA, выполнил оценку границы между земной корой и мантией (Мохо) на основе полученных GOCE данных [2].

Для объяснения закономерностей размещения и особенностей формирования месторождений различных формационных типов нами применены современные глобальные модели глубинного строения земной коры: модели глубины поверхности Мохо, мощности и строения осадочного чехла, модель CRUST1.0, унаследованная из модели CRUST2.0 [3, 4], модель плотности и термального режима верхней мантии [5, 6]. Типы коры определялись в зависимости от возраста фундамента или тектонических условий [5]. Данные осадочных слоев в основном соответствует модели [7]. На основе моделей глубинного строения земной коры в последние годы нами были получены следующие результаты.

Современные прогнозно-металлогенические построения на основе космических технологий невозможны без подготовки ГИС-проекта, сочетающего материалы дистанционного зондирования Земли и базу данных месторождений полезных ископаемых. При ГИС-анализе применяются известные методические приемы, заложенные в аналитический аппарат ARCMAP, MAPINFO и других картографических математико-аналитических систем, а также разработанные авторами новые методические подходы.

Месторождения золота Карлинского типа (МЗКТ) представляет собой крупные метасоматические тела джаспероидов в карбонатных вмещающих породах, которые содержат субмикроскопическое тонкодисперсное золото во вкрапленном пирите или марказите. МЗКТ впервые были установлены, как самостоятельный класс месторождений в 1961 году, хотя несколько месторождений разрабатывались еще в начале 1900-х годов. В настоящее время насчитывается 88 месторождений в Неваде, США и 30 – в Южном Китае [8]. Рекордным стал 2000 год, когда из МЗКТ Невады

**Рис. 1.** Прогнозно-металлогеническая карта рудных районов МЗКТ Верхоянской провинции.

1–3 – формации: 1 – терригенно-карбонатная, 2 – карбонатная, 3 – гранитоиды; 4 – внешний и 5 – внутренний шельф; 6 – ось рифовых построек; 7–25 – рудные формации: 7 – Аи-кварцевая жильная, 8 – Аи-сульфидно-кварцевая, 9 – Аи-Аg эпитермальная, 10 – Аи-Sb, 11 – Аg-полиметаллическая, 12, 13 – Сиколчеданная в вулканогенных (12) и осадочных (13) породах, 14 – Си песчаников, 15 – колчеданно-полиметаллическая в терригенных породах, 16 – Рb-Zn в вулканогенных породах, 17 – Рb-Zn стратиформная в карбонатных породах, 18 – кварц-антимонитовая, 19 – Sb-Hg эпитермальная, 20 – кварц-диккитовая эпитермальная, 21 – Hg аргиллизитовая, 22 – W-Mo скарновая, 23 – W-Mo грейзеновая, 24 – касситерит-силикатная, 25 – M3KT; масштабность месторождений: 26 – крупные, 27 – средние и мелкие, 28 – рудопроявления; 29 – арктическая зона РФ; 30 – перспективные на открытие M3KT рудные районы



было добыто 275 т золота. К 2015 году производство золота из карлинских руд сократилось почти в 2 раза – до 150 т [8].

По многим объектам в мире высказываются противоположные версии относительно того, Карлинского типа это месторождение или только похоже на него или оно относится к другому типу месторождений золота в осадочных породах. Сходство с МЗКТ обосновывается на основе тектонической обстановки залегания и минералого-геохимических характеристик руд. Так, детальные структурно-формационные, стратиграфические, литологические и минералого-геохимические исследования в 1996–1998 гг. на Селенняхском хребте показали, что группа золоторудных проявлений Сакынджинского рудного района (Арбат, Гал-Хая и др.) похожи на месторождения Карлинского тренда [9].

В настоящей работе обсуждаются результаты сравнительного металлогенического анализа геодинамических обстановок формирования МЗКТ на основе современных геофизических моделей литосферы Верхоянской, Невадийской и Южнокитайской металлогенических провинций. Юговосточный тренд МЗКТ Сакынджинского рудного района арктической зоны Якутии Верхоянской провинции, корреспондирует с простиранием средних значений плотности и температуры верхней мантии. Сходное направление отмечается также в структуре поверхности Мохо. Невадийские и сакынджинские МЗКТ и месторождения района Гуйчжоу Южного Китая пространственно приурочены к областям со средней мощностью земной коры (на мантийных поднятиях или их склонах). Невадийские и сакынджинские месторождения приурочены к участкам коры с наименьшей толщиной слабометаморфизованного осадочного слоя, при этом такой закономерности в размещении южнокитайских МЗКТ не отмечается. Невадийские и сакынджинские месторождения пространственно контролируются относительно менее плотными и более нагретыми участками верхней мантии. Южнокитайские МЗКТ локализованы на границе «прогретой» и «остывшей» области верхней мантии. Выявлено сходство геодинамических обстановок формирования невадийских и сакынджинских МЗКТ, что подтверждает высокие перспективы открытия крупных месторождений в этом арктическом районе Якутии. Новые рудные районы с МЗКТ прогнозируются на всем протяжении Черско-Полоусненского покровно-складчатого пояса (Колымской петли) (рис. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-70001).

#### Литература

1. *Клюйков А.А.* Новая эра в изучении гравитационного поля Земли // Науч. тр. Ин-та астрономии РАН. 2018. Т. 2. С. 20–25.

2. *Reguzzoni M., Sampietro D.* GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. Intern. // J. Appl. Earth Obs. Geoinform. 2015. Vol. 35. P. 31–43.

3. *Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. Vol. 81. F897. http://igppweb.ucsd.edu /~gabi/crust2.html.

4. *Laske G., Masters G., Reif C.* CRUST 2.0: A new global crustal model at 2×2 degrees. Available at: http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html.

5. *Bouman J., Ebbing J., Meekes S., Abdul Fattah R.* GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling. Intern // J. Appl. Earth Obs. Geoinform. 2015. Vol. 35. P. 16–30.

6. *Cammarano F., Guerri M.* Global thermal models of the lithosphere // Geophys. J. Intern. 2017. Vol. 210. P. 56–72.

7. *Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G.* LITHO1.0: an updated crust and lithospheric model of Earth // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vol. 119. № 3. P. 2153–2173.

8. Волков А.В., Сидоров А.А. Геолого-генетическая модель месторождений золота Карлинского типа // Литосфера. 2016. № 6. С. 145–165.

9. Поспелов И.И., Буянкин А.Г., Краснов А.Н. Геодинамические условия формирования и перспективы поисков золоторудных месторождений типа Карлин в северо-восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2002. № 2. С. 14–18.

## Е.А. Володина<sup>1</sup>, Ал.В. Тевелев<sup>1</sup>

# Структурные особенности нижнепермских терригенных комплексов в районе г.Михайловск (Средний Урал)

При полевых исследованиях позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины была выявлена существенная неоднородность структурных особенностей некоторых комплексов. Речь идёт о двух карьерах, расположенных в районе г. Михайловск и д. Шокурово.

Объект 1. Карьер к западу от г. Михайловск (рис. 1). В нём наблюдается толща пород капысовской свиты нижней перми, которая смята в практически прямые складки. Представлена чередованием крупнозернистых песчаников (иногда гравелитов) и алевролитов. В песчаниках также

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия









присутствует детрит. Кроме того, в северной стенке в самых верхах разреза, «над складками», наблюдается хаотическая пачка конгломератов, в которых видны олистоплаки.

Объект 2. Карьер в 1 км к югу от д. Шокурово (рис. 2). Находится в 10 км к югу от Михайловска. Здесь обнажаются породы, предположительно, чигишанской свиты нижней перми. Литологические разнообразие невелико – свита представлена чередованием серых мелкозернистых, довольно сильно ожелезнённых на выветрелой поверхности песчаников и алевролитов. Толща смята в красивые опрокинутые, почти лежачие складки. Вергентность западная, т.е. основное сжатие происходило в субширотном направлении. В основном, все складки неодинаковые на протяжении и постепенно вырождаются – из более выраженных с более острыми, почти готическими замками постепенно приближаются к менее выраженным, с более округлыми замками, почти флексурам. Толща разбита системой едва заметных малоамплитудных разломов, по которым наблюдаются зеркала скольжения.

Несмотря на малую удалённость данных объектов друг от друга, в их строении имеются хорошо заметные различия. Вероятно, это связано с удалённостью от разрывных нарушений – карьер с опрокинутыми складками находится прямо в пределах одного из разломов Шокуровской системы надвигов. В то время как объект с прямыми открытыми складками расположен в 5 км к западу от Михайловского шарьяжа. При этом бросается в глаза то, что несмотря на более выраженные деформации, чигишанская свита сложена относительно мелкозернистыми породами, а грубообломочная толща капысовской свиты смята лишь в открытые прямые складки. Следовательно, на характер деформаций могут влиять и свойства пород – менее вязкие породы тонкоритмичной песчано-аргиллитовой толщи чигишанской свиты являются некомпетентными, в результате чего сминаются в острые асимметричные опрокинутые складки. В отличие от них – гравелиты и крупнозернистые песчаники капысовской свиты в карьере у г. Михайловск являются более вязкими и сминаются лишь в прямые открытые складки.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ № 19-55-26009 Чехия «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента».

## Новый взгляд на формирование консолидированной коры Прикаспийской нефтегазоносной провинции

В юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и прилегающей к ней Прикаспийской впадине расположена крупнейшая одноименная нефтегазоносная провинция (НГП). Возникновение и сохранность углеводородных резервуаров в ее пределах зависят от геологических событий и тектонических особенностей отдельных структур, возникших на том или ином этапе ее развития. В тектоническом отношении Прикаспийская НГП представляет собой прогиб на реликте утоненной консолидированной коры пассивной окраины Балтии [1]. На севере этот реликт пассивной окраины (или Прикаспийский бассейн) отделен уступами от структур Балтии, на юге и востоке запечатан Восточно-Прикаспийским геоблоком (структура Скифского энсиалического террейна) (рис. 1). Средне- и позднепалеозойские этапы развития Прикаспийской НГП изучены достаточно полно. Однако основные структурные элементы этой территории были заложены в позднем докембрии и раннем палеозое. Именно в течение этого периода возник один из главных её структурных элементов Центрально-Прикаспийская депрессия, и сформировались основные особенности структуры её консолидированной коры [8].

Сведения о вещественном составе пород фундамента в Центрально-Прикаспийской депрессии отсутствуют, а их петрофизические характеристики получены по результатам комплексной интерпретации данных сейсморазведки (МОГТ, КМПВ, ГСЗ) и гравиметрии. Они указывают на утонение гранитно-метаморфического слоя земной коры непосредственно к юго-востоку от бортового уступа в 1.7-2.3 раза в полосе шириной 90-100 км. При этом скорости продольных сейсмических волн (Vp) в верхней части коры составляют 6.4-6.5 км/с, что характерно для пород гранитно-гранодиоритового состава, но вполне допустимо и для базитовых вулканических комплексов. Лишь на участке шириной несколько десятков км у подножия Скифского террейна отмечаются скорости сейсмических волн, близкие по значению для океанической коры (Vp = 6.7 км/с, плотность – 2.9 г/см<sup>3</sup>). На профиле Волгоград-Челкар, пересекающем Центрально-Прикаспийскую депрессию в широтном направлении, выделяется Хобдинско-Аралсорский гравитационный максимум с аномально построенной земной корой. В этой зоне шириной 80 км, по срав-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Схема строения консолидированной коры Прикаспийской впадины. *l* – архей-протерозойская кора Восточно-Европейской платформы; *2* – субокеаническая кора Центрально-Прикаспийской депрессии; *3* – высокоскоростной комплекс пород с высокой плотностью на границе раздела кора–мантия, *4* – континентальная кора кадомской консолидации энсиалического террейна Скифия, переработанная в раннем и позднем палеозое; *5* – герциниды складчатого Урала; *6* – отдельные граничные разломы; *7* – положение профиля Челкар-Волгоград, показанного на рис. 2

нению с окружающими ее блоками, мощность консолидированной коры сокращается, а скорости прохождения упругих волн увеличиваются: в верхнем слое коры она равна 6.8 км/с (при плотности 2,9 г/см<sup>3</sup>), в нижнем слое – 8.2 км/с (плотность 3.5 г/см<sup>3</sup>) (рис. 1, 2) [1, 2, 4]. Эту зону, по всей вероятности, можно рассматривать в качестве подножия континентального склона с утоненной континентальной корой и, нарастившей её снизу (андерплейтинг), линзой высокоскоростных и высокоплотных пород. Природа указанной линзы проблематична. Петрофизические характеристики ее близки двум природным ассоциациям горных пород. К первой ассоциации относятся широко известные эклогиты. Областью формирования их являются зоны субдукции океанических и континентальных структур. В силу этого привлечение эклогитов для расшифровки геодинамической



Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры Прикаспийской впадины по линии Челкар-Волгоград [1]с измене-

3 – преломляющие границы в подсолевом комплексе осадочного чехла:  $d_4^{
m oc}$  – кровля карбонатов нижнего палеозоя,  $d_5^{
m oc}$  – кровля карбонатов рифея, d<sub>i</sub><sup>к</sup> – кровля консолидированной коры; 4 – опорный отражающий горизонт в подошве земной I-соляные купола; 2-отражающие горизонты:  $\Pi_{1}-$ подошва соляных отложений,  $\Pi_{3}-$  кровля додевонских отложений; коры ( $d_0^{M}$ ); 5 – отражающий горизонт в низах земной коры ( $d_1^{
m outk}$ );  $\delta$  – кровля высокоскоростного слоя ( $d_0^{
m o}$ ); 7–l $\theta$  – слои земной коры: 7 – осадочный чехол, 8 – низкоскоростной слой консолидированной коры, 9 – высокоскоростной слой, 10 – высоко плотностные и высокоскоростные породы на разделе кора-мантия; 11 – верхняя мантия; 12 – разломы; 13 ИМЯИН

верхние кромки магнитоактивных тел

116

природы высокоплотного и высокоскоростного слоев раздела мантиякора затруднительно и не правомерно [9]. Вторая ассоциация высокоскоростных и высокоплотных горных пород сопоставляется с гранатовыми ультрамафит-мафитами раздела мантия-кора в пределах континентальных и островодужных структур земной коры, выведенных на поверхность в покровных комплексах складчатых поясов в виде тектонических блоков. Типичными примерами их являются комплексы зоны Ивреа (Италия), дуги Кохистан (Пакистан) и хребта Пекульней (Чукотка).

Рассмотрим проблему на примере имеющихся у нас материалов по хребту Пекульней. Последний представляет собой в структурном отношении сегмент Южно-Анюйско-Пекульнейско-Курупкинского трансформного разлома, маркирующего в складчатых сооружениях Восточной Арктики сочленение переработанных в пределах Чукотского пояса структур Арктического кратона с сооружениями Корякского и Верхояно-Колымского поясов [7]. В плане внутреннего строения – это транспрессивное покровносдвиговое сооружение, автохтон которого образован блоком арктического фундамента купольных структур Канчаланского сегмента Чукотского пояса, а аллохтон – пакетом пластин вулканогенно-кремнистых пород и микститов среднеюрско-нижнемелового трогового комплекса [3, 5].

Гранатовые ультрамафит-мафиты выведены в структуре хребта в пакете пластин трогового комплекса в тектонических блоках, наиболее крупные из которых Янаранайский, Пекульнейский и Кривореченский, достигают в эрозионном срезе размера 0.5×1, 2.5×10 и 3×12 км. В Пекудьнейском и Кривореченском блоках в них установлены реликты гнейсового корового субстрата, слагающего в Пекульнейском блоке линзовидное тело размером 300×800 м, в Кривореченском блоке всю верхнюю половину его разреза.

Расслоенные ультрамафит-мафиты объединяют породы четырех серий: глиноземистой габбро-горнблендитовой, магнезиально-глиноземистой гранат-шпинель-пироксенитовой, магнезиальной оливин-шпинельпироксенитовой и ультрамагнезиальной дунит-верлит-пироксенитовой. Рассчитанные для двух первых с помощью геотермометров и геобарометров условия кристаллизации соответствуют обстановке изобарического остывания в интервале температур 1200-850 °C и диапазоне давления 12-15 кбар, время формирования оценивается на основании трех Sm-Nd минеральных изохрон интервалом 292-301 млн лет. Условия кристаллизации магнезиальной оливин-шпинель-пироксенитовой и ультрамагнезиальной дунит-пироксенитовой серий, установленные по температурам и давлению фазовых переходах шпинель-гранат и анортит-шпинель, демонстрируют для них обстановку ликвидусных температур кристаллизации и давлении в интервале 5–10 кбар. Возраст серий по геологическим данным определяется условно рубежом позднего палеозоя – раннего мезозоя. Термодинамические условия кристаллизации гранат-пироксеновых парагенезов гнейсового корового субстрата определяются по геотермометрам и четырехкомпонентным геобарометрам температурами около 750–850 °C и давлением порядка 11–13 кбар, возраст согласно модельным расчетам – цифрой в 1.6 млрд лет [6].

Приведенные материалы позволяют классифицировать гранатовые ультрамафит-мафиты хребта Пекульней как стратифицированный интрузивный комплекс раздела мантия–кора континентальной окраины пассивного типа. Комплекс возник в процессе последовательного внедрения в зону раздела мантия–кора четырех расслоенных интрузивных серий. Становление каждой последующей характеризовалось условиями более низкого давления. Это указывает на связь процессов формирования расслоенных пород с процессами растяжения континентальной коры, завершившимися в раннем мезозое деструкцией континентальной коры с образованием в зоне раскола трогового комплекса и выходов в его основании комплексов океанической литосферы.

Изложенный материал позволяет сформулировать следующие выводы относительно природы Прикаспийской НГП и аномально тяжелого блока в основании её осадочного чехла.

Аномально тяжелый блок земной коры в пределах Хобдинско-Аралсорского гравитационного максимума Центрально-Прикаспийской депрессии обусловлен двумя парагенетически связанными событиями: а) рифтингом континентальной литосферы Родинии, и б) сопутствующим ему внедрением (андерплейтингом) расслоенных ультрамафитов на границу кора-мантия.

Уникальность положения его в структурной ловушке между сооружениями Балтии, Скифии и Урала определили, в свою очередь, уникальные черты геодинамики формирования в его границах Центрально-Прикаспийской депрессии, сохранившей в процессе погружения свои контуры и тип отложений осадочного генезиса.

В качестве аналога Прикаспийской НГП в современном геодинамическом цикле можно рассматривать нефтегазоносную провинцию Мексиканского залива Северо-Американского континента.

Работа выполнена по результатам исследований по госзаданию ГИН РАН.

#### Литература

1. Волож Ю.А., Сапожников Р.Б., Циммер В.А. Строение земной коры Прикаспийской впадины // Советская геология. 1975. № 11. С.93–103.

2. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. Труды Геологического института. Вып. 593. М.: ГЕОС, 2010. 64 с. 3. *Марков М.С., Некрасов Г.Е.* Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 183–189.

4. *Неволин Н.В., Кунин Н.Я., Андреев А.П. и др.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным. М.: Недра, 1977. 343 с.

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

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

7. *Некрасов Г.Е.* Трансформная модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозоид // Докл. РАН. 2019. Т. 489. № 4. С. 388–392.

8. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С. Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54. DOI: 10.31857/ S0016853X20050057

9. Brunet M.-F., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I. The geodynamic evolution of the Precaspian Basin (Kazakhstan) along a north-south section // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 85–106.

## Б.В. Георгиевский<sup>1</sup>, К.А. Ситар<sup>2</sup>

### Нефтегазоносность осадочных бассейнов различных геодинамических обстановок: сравнительный статистический анализ и ресурсный потенциал

Введение. Цель данной работы заключается в сравнительной характеристике нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов Земли, формирование которых обусловлено различными геодинамическими обстановками. В данной работе нефтегазоносность бассейнов рассмотрена

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> АО «Зарубежнефть», Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геологический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

Таблица I

(по материалам Rystad Energy). Цифрами на диаграммах показаны начальные извлекаемые запасы Классификация осадочных бассейнов [3] с характеристикой их нефтегазоносности (в млн барр. нефт. экв.) по бассейнам [4]

	Дивергентные бассейны	Le	одинамические Конвергентнь	е обстановки ые бассейны							
диверген (внутриплит платфо	ные и окраинно- ррменные)	Континент-континентальная (альпинотипная) субдукция (С-С)	Океан-контин	ентальная су (0-С)	бдукция	Океан- субд	-океаничес тукция (О-С	ская D)	Сдви	говые басс	ейны
D.11	рифтовые	С.1.F Бассейны форланда (С-С)	C.2.FA Предду	говые бассей	ны (О-С)	C.3.FA Прес	ддуговые бі (0-0)	ассейны	W.1 Внутр	иплитные с бассейны	двиговые
Пеласиан	Pelagian 4811	Buðuari - Cossprikirů Widyan - North 631067 Denovidnoviň senue Arehien Gulf	Сан-Хоакин	San Joaquin	16859	Espliadoc	Barbados	14	Opdoc	Ordos	22706
Кларенс - Мортон Clare	nce - Moreton 925	Pyő anb Xanu Rub al Khali 300544	Tanapa	Talara	1707	Касаян	Cagayan	0	Пос-Анджелес	Los Angeles	6366
Eomuuoù бассейн u Great E xoefem	lasin and Range 873	3aspoc Zagros Foldbelt 87785	Toбaco	Tobago	1052	Теуантепек	Tehuantepec	0	Паннонский	Pannonian	4738
Anьберт - 3deapd Albe Pintim	rt - Edward Rift 🛛 627	Bonea - Ypan Volga - Urals 77511	Нижняя Магдалена	Lower Magdalena	877	Танимбар	Tanimbar		Шаньси	Shanxi	976
Cyбeŭ - Желтое море Sul	bei - Yellow Sea 371	Muðnenð - Пермь Midland - Permian 57907	Сибари - Кротоне	Sibari - Crotone	403				Эрпиан	Erlian	290
Cesep - Letimpantului Norti ovithm Foesonvi	1 - Central Gregory 319 Rife	Анадарко - Anadarko - Hugoton 47030 Xwaomow	Канто	Kanto	313				Xaŭnap	Hailar	116
			С.2.FA Преддуг	овые бассейнь	ı (O-C), (p)	C.3.FA Прес	ддуговые бі (0-0), (p)	ассейны			
			Сину - Сан-Хасинто	Sinu - San Jacinto	10	Серам	Seram	203			
		С.1.SOE Бассейны синорогенного растяжения (С-С)	C.2.F 3aðye бac	овые форлано сейны (О-С)	довые	C.3.F 3adya 6ac	овые форл: сейны (О-О)	андовые )	W.1.F C∂euzo	зые бассейн	ы форландо
		Annac Aules 1596.686873	Заладная Канада - Альберта Матурин Матурин Маракейбо Северный склон Саберный склон Сабераний склон Сабераний склон	West Carradian - Alberta Matunin Matunin Maracaibo North Slope Sabah - Baram Delta Mourguon	137215 141537 35909 28539 14123 12323						
		С.1. W Внутриколлизионные сдеиговые	С.2.Е Бассейны	задугового ра	стяжения	C.3.E O-O E	ассейны зас	yzoeozo	W.2 C∂euzoei	не бассейны	переходны
		бассейны (С-С)		(o-c)		pacm	ю-о) впнажви	6	континент	ально-океані	ических зон
		Трансильванский Transylvanian 6583	Canuec - Cypecme	Satinas - Sureste	66626				Санта Мария	Santa Maria	6466
		Вена Vienna 1406	Таранаки	Taranaki	2293				Бинтуни	Bintuni	2270
		Центральный Иран Central Iran - Каvir 306 - Кееџр	Huueama	Niigata	1171				Салинас (Калифорния)	Salinas (California)	806
			C.2.W C∂euzoeh	е придуговые	бассейны	C.3.W C	D-O Cdeuzo	8616			
				(o-c)		npudyzoei	ые бассейн	(0-0) I			
			Сан-Хуан	San Juan	13668						
			Kanywőyc	Columbus	6693						
			C3HdBour	Sand Wasn - Piceance	5766						
			Зеленая река	Green River	\$400						
			Тринидад	Trinidad	4321						

Окончание табл. І

	W.3 Постобивовые инпоженные Gaccetituan 45 Muchanana Magalate	Косые наложенные инверсионные структуры
	осолодити и постания и постояда и постоя	вых областей и бассейнов тжения
	2.25 Garcetuin Harranowimus XI phoeutode e 2.87 Garcetuin Harranowimus XI phoeutode e Common Common average Common Common average Arranowimus XI and Arrano Arranowimus XI and Arranowimus XI and Arrano Arranowimus XI and Arranowimus XI arranowim	(і) Инверсионные структуры задугов задугового растя:
С.1.РОЕ Бассейны поздне- и постровенноер растижения окон окон Клетик Арала С.1.ГОС Бассейны зажетыке окоемических е падин (коппапсные) Сола Кала Бала 1971 Челок мор	Docrecionemonenaa penaicau(m/ actimudos	(р) Тыловые бассейны зоны надвигов ("пизеибек")
	D.2.2.Brythynurunmenen.         D.2.2.Brythynurunmenen.           etwympucummenen.         etwympucummenen.           etwympucummenen.         etwympucummenen.           etwympucummenen.         etwympucummenen.           etwympucummenen.         etwympucummenen.           etwympucummenen.         etwympucummenen.           etwympucummenen.         etwympucummenen.           bynaccine.         etwympucummenen.           connaccine.         etwympucummenen.           connaccine.         etwympucummenen.           connaccine.         etwympucummenen.           connaccine.         etwympucummenen.           connaccine.	(і) Инверсионные структуры рифтовых, внутриплитных и бассейнах пассиеных
Термомеханическое погружение	Термальное погружение	Вторичные/ наложенные

в аспекте их геологической и тектонической классификации, базирующейся, в свою очередь, на механизмах и обстановках их формирования. В рамках геолого-тектонической классификации осадочные бассейны охарактеризованы по величине разведанных запасов, а также приведена интегральная статистическая характеристика по темпам прироста ресурсной базы для классов бассейнов.

Классификация осадочных бассейнов. Вопросам классификации осадочных бассейнов посвящено множество работ отечественных и зарубежных исследователей [1, 2]. Неизменно в основе классификаций лежит несколько основополагающих геологических и тектонических критериев: тип литосферы, общий геодинамический режим, условия тектонического развития, механизмы погружения осадочного бассейна, положение бассейна относительно крупных литосферных единиц, а также вторичные наложенные процессы и иногда геометрия осадочного бассейна. В основе данной работы (табл. 1) использована одна из актуальных классификаций осадочных бассейнов [3], в основе которой лежит разделение по геодинамическим обстановкам, механизмам погружения, тектоническим процессам и наложенным вторичным процессам.

Нефтегазоносность осадочных бассейнов различных классов. С целью характеристики нефтегазоносности бассейнов была использована база данных Rystad Energy [4], по материалам которой приведены величины разведанных начальных извлекаемых запасов углеводородов (УВ) по каждому из бассейнов (табл. 1, рис. 1). В табл. 1 для каждого класса бассейнов приведено по несколько примеров наиболее крупных по величине запасов УВ осадочных бассейнов, относящиеся к соответствующим классам. На рис. 1 приведена сводная статистическая характеристика осадочных бассейнов по величине начальных запасов [4] с учетом отнесения осадочных бассейнов к соответствующим классам.

Сравнительный анализ кривых прироста ресурсной базы (creaming curve анализ) в бассейнах различных обстановок. Анализ кривых прироста запасов традиционно является интегральной характеристикой, отражающей потенциал прироста ресурсной базы за счет открытия новых месторождений и структур [5]. По мере увеличения открытий темп прироста суммарной разведанной ресурсной базы снижается, т.е. крупные открытия становятся менее вероятными, и весь прирост обеспечивается за счет малых открытий. Данными закономерностями обусловлена характерная выполаживающаяся форма (на рис. 2 – бассейны С.1.F, D.3, С.1.W, С.2.W и др.). Как наглядно видно, некоторые бассейны характеризуются современным высоким градиентом прироста запасов (например, D.4, D.1, С.2.S и др.), что косвенно с позиции статистических закономерностей указывает на значительный остаточный потенциал по приросту ресурсной базы бассейнов.



Рис. 1. Ресурсная база бассейнов различных геодинамических обстановок (детали см. табл. 1). Величина извлекаемых запасов по бассейнам приведена по материалам Rystad Energy [4]. График слева – линейный масштаб, справа – лога-



123



**Рис. 2.** Кривые прироста ресурсной базы (creaming curve) по бассейнам различных геодинамических обстановок (для детализации – см. табл. 1). Классификация бассейнов по данным [3], данные по запасам [4]

Заключение. В работе приведена комплексная характеристика осадочных бассейнов Земли по ресурсному потенциалу с учетом их геологотектонической классификации. На основе актуальных фактических данных по запасам, бассейны и классы бассейнов охарактеризованы с позиции их ресурсного потенциала и кумулятивных характеристик прироста ресурсной базы по мере увеличения степени изученности.

### Литература

1. *Малышев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 272 с.

2. Ju Y., Wang G., Li S. et al. Geodynamic mechanism and classification of basins in the Earth system // Gondwana Research. in press. https://doi.org/10.1016/j. gr.2020.08.017.

3. Robertson global basin classification (Tellus<sup>TM</sup>) / CGG Robertson GeoConsulting / www.cgg.com/robertson.

4. Rystad Energy Database / www.rystadenergy.com

5. *Snedden J.W., Sarg J.F., Ying X.D.* Exploration Play Analysis from a Sequence Stratigraphic Perspective. www.researchgate.net/publication/237441576.

А.Н. Глухов<sup>1</sup>

### Тектонические аспекты металлогении перикратонных террейнов

Эволюция литосферы орогенных поясов происходит в направлении ее «континентализации», т.е., сиализации и разуплотнения [4, 5]. От степени проявленности этих процессов зависит металлогенический профиль структурно-вещественных комплексов. Различия геодинамического режима обусловливают специфику рудогенеза докембрийских структур.

Перикратонные террейны [6] или террейны с континентальной корой (термин предложен С.Д. Соколовым, [8]), широко распространены в пределах орогенных поясов. Помимо древнего (дорифейского) возраста они зачастую выделяются высокой насыщенностью рудными проявлениями различного состава. Их параметры и пространственное размещение кон-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

тролируются рядом факторов, наиболее важными из которых представляются тектонические, являющиеся результирующей производной длительности истории геологического развития и геодинамической специфики каждого из ее этапов.

Это контрастно проявлено на примере Омолонского массива (кратонного террейна, ОМ) и Приколымского поднятия (террейна пассивной окраины, ПК) Северо-Востока Азии. Различия их тектонической структуры, вещественных комплексов и истории геологического развития обусловили существенные отличия металлогении. Они входят в структуру позднеюрско-раннемеловых орогенных поясов Северо-Востока Азии [9]: ПК – Яно-Колымского [2], ОМ – Охотско-Корякского [3] и имеют длительную историю геологического развития: наиболее древние U-Pb датировки комплексов первого составляют 2.4 млрд лет [10], второго – 3.4 млрд лет [1]. ОМ и ПК характеризуются минерализацией различного состава, ассоциирующей с разновозрастными комплексами, что дает основание предполагать ее формирование на протяжении длительного времени различными породо- и рудообразующими процессами.

В структуре ОМ выделяются AR-PR фундамент и R-Mz терригеннокарбонатный чехол, на которые наложены вулканиты Кедонского (КВП), Олойского (ОВП) и Охотско-Чукотского (ОЧВП) окраинно-континентальных поясов. Стратифицированные комплексы прорваны крупными батолитами (Pz<sub>1.2</sub>). Структуру фундамента определяют моноклинали и гранито-гнейсовые купола, чехла – пологие моноклинали и брахисинклинали. Разломы – главным образом крутопадающие. Вещественные комплексы ОМ вмещают жильно-прожилковое оруденение золото-серебряной, золото-редкометалльной и медно-молибден-порфировой, сереброполиметаллической формаций, а также редкометалльные пегматиты и железистые кварциты. ОМ, начиная с рифея, представлял собой жесткую консолидированную структуру, сохранившуюся в основных чертах до наших дней. Многочисленные эпохи сжатия и растяжения на протяжении фанерозоя существенно не изменили структурный рисунок массива и способствовали формированию субвертикальных расколов кристаллического фундамента. Образованные при этом рудоконтролирующие и рудолокализующие структуры представляли собой глубинные субвертикальные расколы фундамента. Это благоприятствовало образованию масштабных рудных концентраций (крупные золото-серебряные месторождения Кубака и Биркачан), но сужало спектр рудных формаций и морфологических типов минерализации (только жильно-прожилковое; стратиформное отсутствует) и разнообразие рудоносных структур (только крутопадающие разломы).

ПК в структурном отношении представляет собой пакет надвиговых пластин различного возраста. Наиболее древними породами являются амфиболиты, перидотиты, гнейсо-граниты, риолиты и базальты (AR- PR<sub>1</sub>); комплексы верхнего протерозоя сложены песчаниками, филлитами и карбонатными породами. Широко развит динамотермальный метаморфизм зеленосланцевой фации. Докембрийские образования перекрыты терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя-мезозоя. Интрузивные комплексы представлены мелкими телами гранитоидов позднесилурийского, позднеюрского и позднемелового возрастов, а также дайками позднемеловых базитов. Вещественные комплексы ПК вмещают жильные и штокверковые рудопроявления медно-молибден-порфировой формации, медистые песчаники, полиметаллические рудопроявления МVТ-типа, а также стратиформные железные руды. Наиболее многочисленные месторождения и рудопроявления золото-редкометальной и золото-серебряной формаций сопровождаются россыпями. ПК представляет собой мобильную составную структуру, в пределах которой процессы тектогенеза активно происходили на всем протяжении геологической истории, начиная с раннего протерозоя. Главной чертой его глубинного строения является тектоническая расслоенность как результат субгоризонтальных смещений масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин [7]. Эпизоды сжатия, сопровождавшиеся складко- и надвигообразованием, разделялись длительными эпохами медленного растяжения. Это привело к разнообразию формационных и морфологических типов оруденения (широкое развитие и жильно-прожилковых и стратиформных руд) и структур, к которым оно приурочено (круто-и пологопадающие разломы и складки). С другой стороны, это способствовало рассеянию рудного вещества по многочисленным мелким структурам и таким образом, малым масштабам формируемых месторождений.

Таким образом, ключевым фактором, определяющим особенности металлогении перикратонных террейнов, является наличие: а) консолидированного кристаллического фундамента, б) тектонической расслоенности. Это определяет стабильность (ОМ) или напротив, подвижность (ПК) структуры террейнов, что, в свою очередь, обуславливает формационный состав оруденения, число этапов рудогенеза и их интенсивность – накопление руд в ходе одного крупного этапа либо последовательная концентрация/диссипация в ходе многократных возобновлявшихся рудообразующих событий.

### Литература

1. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 168 с.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1–2. 981 с.

3. Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.

4. Летников Ф.А., Казанский В.И. К проблеме вертикальной зональности и рудоносности глубинных разломов докембрия // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 2. С. 15–24.

5. Металлогенические провинции и пояса Казахстана / Щерба Г.Н., Сенчило И.П., Степанов В.В. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.

6. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 66–78.

7. *Пущаровский Ю.М.* Введение. В кн. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.

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

9. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука. 2009. 227 с. Тр. ГИН РАН; Вып. 601.

10. Щербакова И.П., Березнер О.С., Беус В.А., Ткаченко В.И. Дорифейский метаморфический комплекс в Приколымье // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 75–76.

# О.М. Гнилко<sup>1</sup>, С.Р. Гнилко<sup>1</sup>, Л.В. Генералова<sup>2</sup>, М.М. Цар<sup>1</sup>

## Олигоценовые олистостромовые толщи перед фронтом Дуклянского покрова (Внешние Карпаты, Украина)

Введение. Олистостромы – гравитационные оползневые образования, характеризующиеся крупными глыбами (олистолитами), помещеными в осадочный, как правило хаотический матрикс, широко развиты в современных и древних орогенах. Значительная их часть размещена перед фронтами крупных тектонических покровов и интерпретируется как се-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

диментационный продукт денудации этих движущихся покровов [4, 5 и ссылки там]. В то же время, некоторые геологи отмечают, что подобные олистостромы иногда (например, в Польских Внешних Карпатах [9] и Предкарпатском прогибе [8]) имеют два источника сноса – как фронт надвигающегося покровного сооружения, так и предпокровное передовое поднятия (англ. fore-bulge), образованное в форланде на некотором удалении от этого сооружения. Наши исследования, включая геологокартировочные, седиментологические и стратиграфические, показывают, что олистостромовый комплекс («нормальнослоистые» осадки включающие олистостромовые тела), который развит в области перед фронтом Дуклянского покрова (Внешние или Флишевые Карпаты, Украина, Закарпатская обл.), также был накоплен при денудации как движущегося покрова орогена, так и предпокровного поднятия форланда. Предыдущие исследователи выделяли в этой области олистострому с олистолитами флишевых и экзотических (известняки, метаморфические сланцы) пород [1, 3].

Геологическое положение и описание. Внешние (Флишевые) Карпаты – это система тектонических покров, сложенных преимущественно мел-неогеновым флишем и молассой. Эта система рассматривается как аккреционная призма, образованная при сближении микроконтинентов (террейнов) Алкапа и Тиссия-Дакия океана Тетис с Евразией и субдукции (суб)океанической литосферы Внешнекарпатского флишевого бассейна (части Тетиса) под эти микроконтиненты. Остатки микроконтинентов сейчас формируют кристаллические массивы Внутренних (Центральных) Карпат. Дуклянский покров принадлежит западнокарпатской части аккреционной призмы, развитой возле террейна Алкапа, к которому относятся Центральные, Западные Карпаты и другие массивы [2, 7 и ссылки там].

Область перед фронтом Дуклянского покрова (заполненного мелпалеогеновым флишем) – это тыловая часть Силезского покрова (паравтохтона), который является более внешней (нижней), по отношению к Дуклянской, тектонической единицей Внешних Карпат. Отложения этой области представлены флишевой толщей олигоцена, сорванной со своего седиментационного основания и слагающей одну из тектонических чешуй Силезского покрова. Стратиграфический разрез толщи, по данным наших работ (рис. 1) [6 и ссылки там], составляют (снизу вверх): 1) тонкослоистый серый флиш с прослоями черных аргиллитов (нижняя часть кросненской свиты, мощность 300–400 м); 2) ужокская олистострома – продукт серии глинисто-обломочных и глинистых потоков (англ. mud- and debris-flow deposits) с экзотическими обломками метаморфических сланцев и органогенно-обломочных известняков, а также мелкими олистолитами флиша и черных сланцев (мощность до 40–60 м);



Рис. 1. Стратиграфическая колонка отложений развитых перед фронтом Дуклянского покрова

3) пикуйские (отритские в смежных Польских Карпатах) полимиктовые песчаники и гравелиты с обломками метаморфических пород и переотложенными нуммулитами (средняя часть кросненской свиты, мощность до 1000 м); 4) тонкослоистый серый флиш (верхняя часть кросненской свиты, мощность до 700 м); 5) волосянковская олистострома (мощность до 1000 м) глинисто-песчанистые хаотические отложения с большими олистолитами и олистоплаками (размером до первых километров и десятков километров по длинной оси) флишевых пород мела-олигоцена, похожих на породы Дуклянского покрова. Заметим, что волосянковская олистострома, которая завершает стратиграфический разрез отложений Силезского покрова в верховьях р. Уж, не содержит экзотических обломков метаморфических пород и органогеннообломочных известняков, характерных для нижележащей ужокской олистостромы.

Описанные отложения заполняют Волосянковсковскую тектоническую чешую, которая занимает главный водораздел Украинских Карпат (Пикуйский хребет с пикуйскими песчаниками) и Закарпатскую часть Силезского покрова от бассейна р. Латорица до границы с Польшей. В тыловой части чешуи развита синклинальная складка, ее ядро сложено волосянковской олистостромой, а с юго-запада надвинут мел-олигоценовый флиш Дуклянского покрова.

Ужокская олистострома фиксируется в обнажениях вблизи главного водораздела Карпат в истоках рек Уж и Сян (вершины Стынская, Кончик Буковский и др.), в районе Ужокского перевала, по р. Уж и ее притоках в окрестностях села Ужок.

В Ужокской олистостроме и вмещающих ее отложениях найдена разнообразная



**Рис. 2.** Реконструкции Западнокарпатской аккреционной призмы и ее форланда в олигоцене. Масштаб не выдержан. По [6] с дополнениями

фауна, в том числе планктонных фораминифер, указывающих на олигоценовый возраст олистостромы в пределах стандартных биостратиграфических зон O2–O5 [6 и ссылки там].

Интерпретация и выводы. Таким образом, развитая перед фронтом Дуклянского покрова олигоценовая флишевая толща (преимущественно турбидиты), вмещает в нижней своей части ужокскую олистострому с обломками экзотических пород (кристаллические сланцы, органогеннообломочные известняки), а в верхней – волосянковскую олистострому с крупными олистолитами и олистоплаками исключительно флишевых пород, похожих на мел-палеогеновые образования Дуклянского покрова. Мы считаем, что ужокская олистострома была образована при размыве передового поднятия форланда. Формирование подобных поднятий на некотором удалении от растущей призмы можно объяснить известным механизмом флексурного изгиба литосферной плиты (англ. fore-bulge) в форланде надвигового сооружения. Волосянковская олистострома была накоплена при денудации надвигающегося фронта Дуклянского покрова (рис. 2). То есть, активная денудация надвигового сооружения началась после опускания и прекращения размыва поднятия форланда.

### Литература

1. Глущенко Л.А., Жигунова З.Ф., Кузовенко В.В., Лозыняк П.Ю., Темнок Ф.П. Олистостромы в олигоценовых отложениях Кросненской (Силезской) зоны Украинских Карпат // Материалы XI Конгр. КБГА. Литология. Киев: Наук. думка, 1980. С. 55–64.

2. *Гнилко О.М.* Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акрецій на призма // Геодинаміка. 2012. № 1 (12). С. 67–78.

3. *Кульчицкий Я.О.* Олистолиты, олистостромы и другие подводнооползневые явления во флише Восточных Карпат // Материалы XI Конгр. КБГА. Киев: Наук. думка, 1977. С. 312–314.

4. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М: Наука, 1981. 175 с.

5. *Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y., Alonso, J.L.* 2016. Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: a global synthesis // Gondwana Reseach. 2016. № 39. P. 180–203.

6. *Hnylko, O., Hnylko, S., Heneralova, L., Tsar, M.* An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River Basin) // Geological Quarterly, 2021. № 65. doi: 10.7306/gq.1616

7. Kovác M., Plašienka D., Soták J., Vojtko R., Oszczypko N., Less G., Cosovic V., Fügenschuh B., Králiková S. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas // Global and Planetary Change. 2016.  $\mathbb{N}$  140. P. 9–27.

8. Oszczypko N., Uchman A., Bubniak I. Foreland provenance of thick conglomerates in the early stages of Carpathian Foredeep development: the case of the Sloboda Conglomerate (Lower Miocene), western Ukraine // Geological Quarterly, 2012. № 56. N4. P. 789–802.

9. Ślączka A., Renda P., Cieszkowski M., Golonka J., Nigro F. Sedimentary basins evolution and olistoliths formation: The case of Carpathian and Sicilian regions // Tectonophysics. 2012. № 568–569. P. 306–319. doi:10.1016/j. tecto.2012.03.018

## Последовательность формирования складчатых структур и история геологического развития максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал)

Максютовский эклогит-глаукофан-сланцевый метаморфический комплекс слагает узкий (1.5–16 км) тектонический блок на юго-востоке западного склона Южного Урала, где образует восточную и центральную часть зоны Уралтау, протягиваясь с севера на юг на расстояние около 200 км. Комплекс имеет сложное чешуйчато-складчатое строение. Предполагается [3, 5], что в строении комплекса участвуют две тектоностратиграфические единицы – юмагузинская и карамалинская серии. К карамалинской серии отнесены метамагматические и метаосадочные образования, ранее включавшиеся в состав галеевской, кайраклинской и карамалинской свит [7], а к юмагузинской – кварциты и метамагматические породы юмагузинской свиты. На востоке область распространения максютовского комплекса ограничена меланжем Главного Уральского разлома (ГУР), а на западе он отделяется от метатерригенных образований суванякского комплекса зоной Янтышевско-Юлкукского разлома. Ранее большинство исследователей [7] считали возраст комплекса позднедокембрийским. Позднее появились данные о палеозойском возрасте карамалинской серии [5]. породы юмагузинской серии до последнего времени относились к позднему докембрию. Проведенные недавно изотопно-геохронологические исследования зерен обломочного циркона, отобранных из юмагузинских кварцитов и галеевских кварцитов карамалинской серии показали, что метаосадочные породы обоих серий, относятся к палеозою, предположительно к ордовику [3], U-Pb-изотопные (LA-ICP-MS) оценки возраста зерен обломочного циркона из кварцитов юмагузинской и карамалинской серий (тектоно-стратиграфических единиц), слагающих комплекс показывают, что обе серии являются близодновозрастными, но разнофациальными образованиями, слагавшими проксимальную (юмагузинская серия) и дистальную (карамалинская серия) области палеозойской окраины палеоконтинента Балтика. Чередование этих серий в максютовском комплексе объясняется их тектоническим совмещением при формировании чешуйчато-надвиговой структуры данного комплекса. Тем не менее возможно наличие в составе комплекса метагматических пород с позднедокембрийским возрастом протолита, на что указывает Sm-Nd датировка

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

эклогитов максютовского комплекса 650±15 млн лет [4] и цирконы с докембрийскими возрастами из эклогитов и гранат-глаукофановых сланцев [6]. В настоящее время метаморфизм комплекса датируется в интервале 411–375 млн лет [9 (и ссылки в ней)].

Проведенные в течение последних 20 лет структурные исследования позволили установить, что по всей зоне развития максютовского метаморфического комплекса устанавливается единая последовательность смены складчатых парагенезов. Наиболее древними из них являются колчановидные складки и складки юго-западной вергентности F<sub>1</sub>, локализованные на крыльях деформирующих их более поздних складчатых структур. Колчановидные складки – наиболее характерные представители этой генерации встречаются достаточно редко, однако отмечены на севере зоны распространения комплекса в долине р. Казмаш, в центральной части зоны в долине р. Сакмара в районе порогов Ложный Яманташ и Яманташ, на юге зоны – в среднем течении р. Сакмара в районе детского лагеря Аксарлак и в долине р. Дергамыш ниже с. Ивановка. Характерной особенностью этих структур является линейность удлинения, полого падающая в CB (20-45°) и ЮЗ (200-230°) направлении. В этом же направлении ориентированы и шарниры мелких асимметричных складок, осложняющих колчановидные складчатые структуры. Складки ЮЗ вергентности встречены на юге области развития комплекса в долинах рек Дергамыш и Губерля, где они представлены сжатыми изоклинальными структурами с размахом крыльев от 0.1 до 1.5 м. К этой же генерации, по-видимому, относятся сжатые изоклинальные складки деформируемые складками следующей генерации F<sub>2</sub>

Складки  $F_2$  наиболее широко распространены в максютовском комплексе во всех частях зоны его развития и играют определяющую роль в его строении. Среди этих структур встречены как изоклинальные, так и открытые асимметричные складки. Размах крыльев складок варьирует в широких пределах от 0.1 до нескольких десятков, реже первых сотен метров, шарниры их погружаются в CB (20–40°) и ЮЗ (200–240°) направлении под углами от 2 до 40°, линейность, как правило, параллельна шарнирам. Падения осевых плоскостей складок совпадают с северо-западным падением их крыльев. Нетрудно заметить, что ориентировка шарниров и линейности складок  $F_2$  близка или практически совпадает с ориентировкой линейности колчановидных складок  $F_1$ 

Складчатые структуры следующей генерации F<sub>3</sub> также распространены по всей области развития максютовского метаморфического комплекса, особенно в областях, примыкающих к зоне ГУР. Складки этой генерации характеризуются 3 и СЗ вергентностью, среди них встречаются как открытые, так и практически изоклинальные складчатые формы. Пологие крылья складок погружаются в ЮВ и В направлении, крутопадающие –

в западном и C3, а опрокинутые крылья структур падают на B, редко на CB под углом 40–85°. Шарниры структур полого (5–30°) погружаются в CB и ЮЗ направлении. Линейность параллельная шарнирам ориентирована, как правило, в том же направлении. Отклонения от этого правила связаны с более поздними деформациями. С этими же движениями связано образование крупных пологих антиформ, на западных крыльях которых складки  $F_2$  сохраняют свою вергентность и опрокинуты на ЮВ, в то время как на восточных крыльях крупных структур  $F_3$ , складки  $F_2$  погружаются в B и ЮВ направлении. С этим же этапом, очевидно связана переориентировка складок  $F_2$  в зоне, примыкающей к Янтышевско-Юлукскому разлому и смена их вергентности с ЮВ на B и CB.

Наиболее поздними складками в максютовском комплексе являются асимметричные S, редко Z складки  $F_4$  с падениями на крыльях 60–80° с горизонтальным размахом 2–5 м. Шарниры этих структур круто (70–80°) погружаются в северных румбах. Судя по рисунку, это типичные сдвиговые складчатые структуры. Именно с проявлением поздних сдвиговых деформаций связаны вариации в ориентировках структурных элементов более ранних складок.

Суммируя все вышесказанное можно сделать следующие выводы о структурной и геодинамической эволюции максютовского метаморфического комплекса. Представляется, что складчатые парагенезы фиксируют эволюцию комплекса, лишь начиная с процесса эксгумации его пород из зоны субдукции Магнитогорской дуги. Структуры, созданные на этапе субдукции, были полностью переработаны последующими тектоническими процессами. Единственными свидетельствами процесса субдукции являются высокобарные минеральные парагенезисы, сохранившиеся в метастабильном состоянии. Однако несомненно, что расчешуивание образований максютовского комплекса происходило уже на этапе субдукции. Образование складок F<sub>1</sub> юго-западной вергентности, а также колчановидных складок отвечает наиболее раннему этапу деформации D<sub>1</sub>, происходившему в условиях тектонических движений, ориентированных с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) и, вероятно, отвечают процессу эксгумации пород максютовского комплекса из зоны субдукции Магнитогорской дуги в позднем девоне. Эти структуры развиты на крыльях складок юго-восточной вергентности F<sub>2</sub>, относящихся к следующему этапу деформации D<sub>2</sub>, во время которого тектонические движения происходили с северо-запада на юго-восток. Этап деформации D<sub>2</sub>, по всей видимости, связан с косой левосторонней коллизией Магнитогорской островной дуги с окраиной Балтики в конце девона, в ходе которой происходило смятие ранее эксгумированных комплексов. Складки западной вергентности F<sub>3</sub> маркируют третий этап деформации D<sub>3</sub>. Ориентировка этих структур близка или совпадает с ориентировкой

структур в зоне ГУР, что подтверждает связь их формирования с движениями в зоне ГУР, связаными с позднепалозойской Уральской коллизией. Формирование складок F<sub>4</sub> с крутопадающими шарнирами связано с постколлизионными сдвиговыми движениями, окончательно оформившими структурный облик региона.

#### Литература

1. Голионко Б.Г. Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хр. Уралтау, Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 26–29.

2. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Изв ВУЗов сер. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 17–26.

3. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., академик РАН Дегтярев К.Е. Каныгина Н.А., Кузнецов Н.Б., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Гареев Б.И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U-Pb датирования зерен обломочного циркона// Докл. РАН. Науки о Земле, 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17.

4. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб, 1995. 270 с.

5. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 31 с.

6. Краснобаев А.А., Вализер П.М., член-корреспондент РАН Анфилогов В.Н., Бушарина С.В. Цирконология гранат-гаукофановых сланцев максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 6. С. 696– 700.

7. Ленных В.И. Эклогиг-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М. Наука, 1977. 160 с.

8. *Миллер Ю.В.* Максютовский комплекс Южного Урала // Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. С. 104–114.

9. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.

10. *Hetzel R*. Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksytov Complex, southern Urals, Russia // Geol. Rundshau. 1999. Vol. 85. P. 577–588.

## Влияние гетерогенности слэба на формирование вулканизма Камчатки

В зонах субдукции вулканизм представляет собой своеобразный индикатор глубинных процессов, происходящих в слэбе, мантии и коре [4]. Сопоставление геофизических характеристик слэба и параметров вулканизма позволяет оценить условия магмогенерации в активных островных дугах. Так, для Камчатки были оценены возраст погружения плиты, угол погружения и протяженность сейсмофокальной зоны (рис. 1) [3]. Было показано, что угол наклона субдукционной плиты с маленькими вариациями остается постоянным до широты в 55 градусов и составляет 45°. Севернее угол наклона постепенно уменьшается до 25°. Зона субдукции с юга на север уменьшается по протяженности от 600-700 км до 200 км. Соответственно, уменьшается и максимальная глубина гипоцентров землетрясений из зоны субдукции от 500 км до 100 км. Уменьшение глубины или протяженности плиты (слэба) вдоль зоны субдукции с юга на север прямо связано со временем в течение которого проходила субдукция (т.е. с возрастом субдуцирующей плиты). Скорость погружения монотонно уменьшается с юга на север, в то время как протяженность, глубина гипоцентров и возраст плиты имеют резкие изменения на широте около 53 град. Эти изменения связаны с Авачинским трансформным разломом, выделенным по аномалиям магнитного поля [2], и трассирующим границу между сложной структурой Восточного вулканического пояса с разновозрастной аккрецией террейнов на севере и долгоживущей островной дугой на юге Камчатки [1]. Эта зона является южной границей, где оканчиваются структуры Срединного хребта и исчезает Центрально-Камчатская депрессия. Продолжением Авачинской разломной зоны на Камчатке является Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций (МПЗ). В этой зоне резко уменьшается возраст субдукционной плиты. Структура сейсмоактивной зоны также меняется: уменьшается протяженность сейсмоактивной зоны и, соответственно, максимальная глубина гипоцентров землетрясений. Такие изменения параметров зоны субдукции дают основания полагать, что Авачинский трансформный разлом существует не только в коре, но и в литосфере и нарушает целостность субдукционной плиты (рис. 1) и возможно является источником моногенного вулканизма в районе Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН), Петропавловск-Камчатский, Россия





Моногенный вулканизм проявлен как в форме шлаковых конусов в долинах рек Паратунка и Большой Вилюй, на побережье Халактырского пляжа и Авачинской бухты, так и в форме экструзивных куполов в районе г. Петропавловска-Камчатского [4]. Расположение моногенных конусов и куполов хаотично относительно слэба, так как не зависит от расстояния до глубоководного желоба (рис. 2), в то время как для полигенных стратовулканов оно зависит от расстояния до глубоководного желоба и определяется условиями дегидратации слэба и формированием вулканического фронта дуги (рис. 2). Голоценовые моногенные шлаковые конуса представлены магнезиальными оливин содержащими базальтами (50-53 мас.% SiO<sub>2</sub>, 6.5-7.7 мас.% MgO, 0.8-0.9 мас.% К<sub>2</sub>О). Экструзивный купол г. Мишенной, расположенный в центре г. Петропавловска-Камчатского, сложен роговообманковыми андезитами (~57 мас.% SiO<sub>2</sub>, ~3 мас.% MgO, ~0.7 мас.% К<sub>2</sub>О). По данным Шеймовича с соавторами [7] возраст образования г. Мишенной оценивается в 600 тыс. лет. Составы магм стратовулканов варьируют от андезитов до дацитов с содержанием SiO<sub>2</sub> 52–62 мас.%, MgO 2–6 мас.%, K<sub>2</sub>O 0.5–1.3 мас.%).

Таким образом, моногенный вулканизм МПЗ и аномальные геохимические характеристики магм моногенных вулканов, наряду с геофизическими наблюдениями свидетельствуют о наличии границы слэбов в районе МПЗ, формировавшихся в результате длительной эволюции субдуцирующийся Тихоокеанской плиты.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00049, https://rscf.ru/project/21-17-00049/

Рис. 2. Расположение стратовулканов, моногенных ареальных шлаковых конусов и экструзивных куполов относительно глубоководного желоба [5]



#### Литература

1. Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2003. № 1. С. 32–59.

*Андреев А.А.* Трансформные разломы земной коры северо-запада Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 14–20.

3. Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 502. № 2. С. 26–30.

4. Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрелков С.Е. Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 45–57.

5. Bergal-Kuvikas O.V., Bindeman I.N., Chugaev A.V., Larionova Yu.O., Perepelov A.V., Khubaeva O.R. Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka: geochemical features and genesis // Pure and Applied Geophysics. Special Issue: Geophysical Studies of Geodynamics and Natural Hazards in the Northwestern Pacific Region (in review)

6. Braitseva O., Ponomareva V., Sulerzhitsky L. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary research. 1997. № 47. 2. P. 125–139.

7. Sheimovich V. S., Golovin D. I., Gertsev D. O. The andesite extrusion of Mount Mishennaya, Kamchatka, and its age // J. Volcanology and Seismology. 2007. № 1. 4. P. 248–253.

## Д.А. Горлов<sup>1</sup>, С.П. Левшунова<sup>1</sup>, А.В. Алференок<sup>1</sup>

# Тектонический аспект нефтегазоносности куонамской свиты нижнего-среднего кембрия Восточной Сибири

В северной и восточной части Сибирской платформы достаточно широким распространением пользуются высокоуглеродистые карбонатнокремнистые отложения куонамской свиты нижне-среднекембрийского возраста. По содержанию органического вещества (OB) эта свита срав-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ ВНИГНИ), Москва, Россия

нима с такими нефтепроизводящими толщами, как породы доманикового горизонта Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций (НГП). На склонах Мунского, Оленекского и Алданского сводов в них распространены скопления битумов, однако месторождения нефти пока не открыты [2].

С целью поиска подходов к решению данной проблемы был проведен сравнительный анализ геохимической характеристики OB рассматриваемых отложений в разных по геологическому строению и степени тектонической активности районах: в центральной части Анабарской антеклизы и восточной части Алданской антеклизы. Оба района относятся к Лено-Тунгусской НГП. Объектом изучения послужили образцы из обнажений по рекам Большая и Малая Куонамка и Муна (Анабарская антеклиза – 196 образцов) и по реке Юдома (Алданская антеклиза – 26 образцов), дополненные изучением керна скв. 366 Усть-Майская. Образцы изучались методом пиролиза (Rock- Eval), позволяющим определить не только количество OB (TOC) и степень его катагенетической превращенности, но и качество самой нефтематеринской породы.

Содержание ОВ в породах обнажений р. Большая Куонамка колеблется в значительны пределах: от 0.03 до 14.75%. При этом минимальные концентрации отмечены в известняках (0.03-0.04%), максимальные - в высокоуглеродистых кремнисто-карбонатных породах (7.39-14.75%) и черных глинисто-кремнисто-карбонатных породах (до 7.32%). В прослоях кремнистых известняков оно также очень высокое – 5.88%. Поролы обнажений р. Малая Куонамка еще богаче OB: высокоуглеродистые кремнисто-карбонатные породы – до 18.33–23.19%, черные глинистокремнисто-карбонатные породы – до 22.42%, в кремнистых известняках также выявлены макроконцентрации OB – 2.77–3.21%. Томакс (пиролиз) колеблется от 405 до 438 °C. ОВ района, прилегающего к реке Большая Куонамка, обладает контрастными колебаниями значений Тонака (пиролиз) – от 408 до 490 °C, при этом ОВ практически всех известняков обладает высокими значениями Томакс (482-490 °C), что может свидетельствовать о наличии переотложенного ОВ. Из представленных данных можно сделать 2 вывода: 1) ОВ в пределах Анабарской антеклизы находится в стадии катагенетической превращенности ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub>, приближаясь к Главной зоне нефтеобразования, 2) разрезы обнажений по рекам Малая и Большая Куонамка принадлежат разным литофациальным зонам. Значения водородного индекса H1 в карбонатно-глинистых разностях обнажений реки Малая Куонамка колеблются от 88 до 750 мгУВ/гТОС при медианных значениях 690-700 мгУВ/гТОС, что характеризует их как превосходные нефтематеринские породы. В глинисто-карбонатных породах из обнажений р. Большая Куонамка превалируют значения Н1 до 575-638 мгУВ/ гТОС, что также характеризует их как богатые и превосходные нефтематеринские породы (за исключением известняков с переотложенным OB, где они составляют всего лишь 17–25 мгУВ/гТОС).

В пределах Анабарского щита зона р. Муна отличается наибольшей приближенностью к области развития депрессионных фаций и наличием в разрезе большого количества пластов битуминозных известняков и сапропелитовых аргиллитов [2]. Это обусловило максимальное обогащение пород OB: битуминозных известняков – до 4.15%, сапропелитовых аргиллитов – до 16.81–19.12%. В редких прослоях чистых разностей известняков оно резко снижается до 0.03%. Разброс значений  $T^{o}_{marc}$  (пиролиз) здесь значительно меньше, чем в других разрезах Анабарской антеклизы (416–436 °C,  $X_{сред}$  = 430.8 °C). Значения палеотемпературы 436 °C указывают, что OB достигло Главной зоны нефтеобразования (ГЗН). Пределы колебаний водородного индекса H1 (302–602 мгУВ/гТОС) указывают на наличие в этой зоне нефтематеринских пород от средних, приближающихся к хорошим, до богатых и превосходных.

В юго-восточной части Алданской антеклизы выявлена несколько другая характеристика OB, развитого в депрессионных фациях. Глинистокарбонатные образования обогащены OB (до 10.26%, при преобладающих содержаниях 2–4%). В этих образцах был осуществлен люминесцентнобитуминологический анализ, показавший, как высокие концентрации хлороформенных битумоидов (до 0.16–0.32%), так и очень высокую степень их битуминизации (βахл от 6.88 до 32.3%), при преобладающих значениях около 20%. Значения Т<sup>о</sup><sub>макс</sub> колеблются от 432 до 465 °C ( $X_{сред.} = 444.6$  °C), указывая на пребывание OB в разных частях ГЗН. Значения H1 колеблются от 124 до 493 мгУВ/гТОС, что свидетельствует о наличии в разрезе средних, богатых и очень богатых HM пород.

В разрезе единственной проанализированной скважины (366 Усть-Майская гл. 1350,95-1358,90 м), выполненной глинисто-кремнистоизвестковыми образованиями в депрессионных фациях, содержания ОВ также очень высокие: в верхней пачке мергелей от 0.92 до 5.18%, в средней пачке силицитов от 1.45 до 11.18%, в нижней пачке кремнистых мергелей и известково-глинистых образований от 1.70 до 8.68%. Единственный пропласток известняка обеднен ОВ до 0.01%. Значения Томакс (пиролиз) не подвержены резким колебаниям и укладываются в пределы 434-446 °С, свидетельствуя о пребывании в ГЗН. Очень богатыми и превосходными нефтематеринскими являются мергели верхней пачки (Н1 354-641 мгУВ/гТОС) и силициты: Н1 от 400 до 565 мгУВ/гТОС. Нижняя известково-глинистая пачка является тоже богатой НМ толшей (Н1 от 386 до 561 мгУВ/гТОС). Проведенное исследование позволило выявить улучшение характеристики OB по направление к Вилюйской гемисинеклизе. Кроме того, установлено [3, 5], что исходное ОВ во время накопления кембрийских углеродистых осадков было планктонобактериально-водорослевое, преобразование которого происходило в восстановительной и резко-восстановительной обстановке в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза. Однако степень его катагенетической преобразованности в пределах изученной территории была различной. Максимально высокой она оказалась на востоке в приграничной со складчатой зоной мезозойской складчатости и, возможно, с Сеттедабанским авлакогеном. Стык Сибирской платформы с Верхоянской геосинклиналью привел к дроблению платформы с образованием системы крупных разрывных нарушений [6]. Это обусловило возможность долговременной миграции глубинных тепломассоносителей.

В изученной части Алданской антеклизы в непосредственной близости от скважины 366 Усть-Майская находится Алгаминское месторождение циркония с высоким содержанием урана. Поздневендскораннекембрийская эпоха уранового седиментогенеза (575 млн лет) связана с байкальской эпохой перестройки земной коры [3, 6]. С.Г. Неручев отмечает, что на границе нижнего и среднего кембрия на Сибирской платформе широко распространены богатые сапропелевым ОВ отложения куонамской свиты [5]. Видимо, наличием высоких концентраций урана объясняются очень высокие значения гамма-активности пород куонамской свиты (свыше 30 мкр/час) в разрезе скв. 366 Усть-Майская. Радиоактивное воздействие урана приводит к генерации больших количеств водорода, интенсифицирующего образование углеводородов из OB [4].

Кроме того, в пределах рассматриваемой территории находится Далдынское кимберлитовое поле. Эти трубки взрыва, по образному выражению [7], представляют своеобразные необсаженные сверхглубокие скважины, отличительной чертой которых является наличие проводящих зон не в центре, как в обычной скважине, а в периферической части – в так называемых зонах дробления. В составе газов скв. 42 трубки Удачная (интервал 365.9–367.9 м.) содержание водорода достигает 52.4–53.6%. Приуроченность наибольшего числа трещин с признаками нефти и газа именно к контакту с вмещающими породами позволяет предполагать задействованность этого водорода в генерации углеводородов. Кроме того, установлено, что водород, внедряясь в межкристаллическое пространство карбонатных минералов, повышает их хрупкость. При последующем воздействии тектонических напряжений указанные породы в большей степени подвергаются трещиноватости, образуя зоны разуплотнения [1, 4].

Прогрев глубинными флюидами, поднимающимися по зонам глубинных тектонических нарушений и повысившими катагенез ОВ куонамской свиты до перехода его в Главную зону нефтеобразования, а также активная генерация углеводородов под воздействием водорода внешних источников – все это является благоприятными тектоническими предпосылками для поисков скоплений нефти в исследованном районе.
#### Литература

1. Габриэлянц Г.А., Левшунова С.П. «Способ повышения флюидоотдачи продуктивного карбонатного пласта» – Авторское свидетельство на изобретение № 1579121, 1990.

2. Горлов Д.А. Литологическая характеристика отложений куонамской свиты и ее аналогов ранне-среднекембрийского возраста Лено-Тунгусской НГП. «Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ», Пермь, 2019. С. 117–120.

3. *Карпунин А.М., Миронов Ю.Б. и др.* Эпохи уранового седиментогенеза черносланцевого типа в осадочных бассейнах Земли // Отечественная геология / 2012. №1. С. 18–28.

4. Левшунова С.П. Водород внешних источников в образовании углеводородов. «Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ». Пермь, 2019. С. 78–80.

5. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. СПб, 2007.

6. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа. М. С. 438-446.

7. *Фомичев А.С.* Еще раз о нефтегазопроявлениях в кимберлитовых трубках Якутии // Геология нефти и газа. 2008. № 5. С. 58–64.

### В.М. Горожанин<sup>1</sup>, Е.Н. Горожанина<sup>1</sup>

## Нептунические дайки в Стерлитамакских рифовых массивах Южного Приуралья как следы палеосейсмических событий

В карбонатных массивах, обнажающихся районе г. Стерлитамака в виде гор-одиночек, сложенных нижнепермскими известняками рифового генезиса, описаны нептунические дайки – жилообразные тела, состоящие из слоистого и обломочного карбонатного материала, который формировался конседиментационно путем заполнения вертикальных трещин. Изучение этих объектов привлекало внимание тем, что они являлись седиментационными ловушками для пострифовых осадков. Генетически нептунические дайки считались: 1) заполнением зияющих трещин, промытых перед затоплением [2, 3], 2) следами тектонического растрескивания

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

при формировании форбальджа – тектонического «вздутия» в западном борту Предуральского прогиба [4, 5].

Считается, что рифовые массивы возвышались над морским дном, поэтому они могли подвергаться разрушению вследствие размыва, который осуществлялся вплоть до артинского времени. В артинском веке карбонатный шельф был затоплен, рифовые отложения перекрыты битуминозными мергелями депрессионного типа. В кунгурском веке вследствие осушения и аридизации климата формировались эвапоритовые осадки, сохранившиеся между горами-одиночками.

Наибольшее разнообразие и количество нептунических даек было обнаружено в карьере Шахтау [2–4], где кроме субвертикальных даек, которые трактовались как зияющие трещины в массиве, были найдены субгоризонтальные; генезис последних был недостаточно ясен. Позднее нептунические дайки были также описаны на г. Тратау, где эти образования были датированы палеонтологически [4, 7].

Нами проведены полевые наблюдения по нептуническим дайкам Стерлитамакских карбонатных массивов. На г. Тратау обнаружен фрагмент нептунической дайки, материал которой имеет отчетливое двухстадийное заполнение. В первую стадию трещина заполнялась горизонтальнослоистым карбонатным илом по типу геопетального цемента, образовав ритмично-слоистый мадстоун, лишенный обломков вмещающих карбонатов. Во вторую стадию происходило заполнение пространства глинистокарбонатным материалом с обилием крупного криноидного детрита. Очевидно, различия между этими стадиями отражают длительность существования трещины и степень тектонической активности во время ее заполнения. Первая стадия была относительно спокойной, илистокарбонатный материал, лишенный крупных кластических обломков, откладывался в виде слойков, по которым можно определить положение прежней горизонтальной поверхности. Во вторую стадию трещина была заполнена материалом хаотичного строения с большим количеством обломков крупных криноидей.

Нептунические дайки присутствуют и в массиве Юрактау; где они рассекают обнаженную часть массива от вершины до основания.

Наблюдения, проведенные нами в течение ряда лет в карьере Шахтау, позволили уточнить генезис даек субгоризонтального простирания, происхождение которых, в отличие от вертикальных, было трудно понять с точки зрения периодического раскрытия трещин и заполнения их осадочным материалом сверху. Как видно на одном из фото северо-восточного борта карьера, формирование этого типа нептунических даек связано не столько с заполнением открытых трещин, сколько со смещением крупных блоков рифовых известняков (рис. 1 а). В результате оползаний крупные блоки дробились, формируя брекчию, состоящую из разнообразных по размеру



Рис. Нептунические дайки в Стерлитамакских рифовых массивах 1 – нептуническая дайка в карьере г.Шахтау (фото стенки уступа, в настоящее время уже отработанного в восточной части карьера), а – общий вид, б – детали; 2 – подводно-оползневая складка, образованная заполнением полулитифицированного карбонатного-глинистого материала в вертикальную трещину, карьер. г. Шахтау

и, часто, остроугольных обломков, формировавшихся как результат отслаивания фрагментов по слоистости и трещинам (рис. 1 б). Сочетание мелких остроугольных обломков и крупных блоков пород на наш взгляд свидетельствует о процессе обрушения, сформировавшего брекчии в результате одноактного катастрофического события сейсмо-тектонического характера. В одной из нептунических даек в центральной части массива (вскрытой на отм. +127 м) наблюдается подводно-оползневая складка субвертикальной направленности (рис. 2), что вероятно, говорит о том, что заполняющий материал был слабо литифицирован.

Таким образом, в нижнепермских карбонатных массивах у г. Стерлитамака присутствуют нептунические дайки со следами катастрофического брекчирования и оползания, которые, вероятно, можно рассматривать как палеосейсмиты. Подобные явления зафиксированы и в современных обстановках. В районе Большого барьерного рифа Австралии донной съемкой обнаружены следы гигантского оползня объемом до 32 куб. км, сместившего блоки пород на расстояние до 20 км [6].

Факт обнаружения палеосейсмитов в западной части Предуральского прогиба позволяет уточнить геологическую историю в артинское время и дает возможность коррелировать катастрофические явления восточной и западной частей прогиба. Артинский век – время тектонических событий на Урале, что выявляется формированием артинского флиша. Флиш – сейсмогенная формация, отражающая неспокойные тектонические условия осадконакопления, в артинском флише восточной части прогиба на широте г. Стерлитамака присутствуют подводно-оползневые горизонты, олистостромы и крупные олистоплаки [1], которые указывают на периоды катастрофических явлений, вероятнее всего, сейсмического характера.

Обнаружение структур обрушения блоков рифовых пород в западном борту Предуральского прогиба, где формировались рифовые массивы, указывает на то, что активная тектоника Уральского складчатого пояса оказывала влияние и на прилегающую часть Восточно-Европейской платформы.

#### Литература

1. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Подводно-оползневые образования в нижнепермском флише Ишимбайского Приуралья // Известия Уфимского научного центра РАН. 2011. № 3-4. С. 75–80.

2. Королюк И.К. Методика и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау (Приуралье). М.: Наука, 1985. 111 с.

3. Раузер-Черноусова Д.М., Королюк И.К. Стерлитамакские шиханы – раннепермские рифы // Международный конгресс «Пермская система Земного шара». Путеводитель геологических экскурсий. Ч.П. Южноуральская экскурсия. Свердловск, 1991. С. 47–71.

4. Чувашов Б.И., Пруст Ж-Н., Буассо Т., Веннан Е., Черных В.В. К истории формирования стерлитамакских шиханов (раннепермские рифовые массивы южного Предуралья) // Ежегодник-1995. Институт геологии и геохимии им. А.Н.Заварицкого. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: Уро РАН, 1996.

5. *Чувашов Б.И*. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.

6. *Puga-Bernabéuac Á, Beaman R.J., Webster J.M., Thomas A.L., Jacobsen G.* Gloria Knolls Slide: A prominent submarine landslide complex on the Great Barrier Reef margin of north-eastern Australia // Marine Geology. 2017. Vol. 385. P. 68–83. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.008

7. Vennin E. Coelobiontic communities in neptunian fissures of synsedimentary tectonic origin in Permian reef, southern Urals, Russia // Alvaro J.J., Aretz M.,

Boulvain F., Munnecke A., Vachard D., Vennin E. (eds.). Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2007. Vol. 275. P. 211–227.

# Г.С. Гусев<sup>1</sup>, О.Н. Сироткина<sup>1,2</sup>, <u>Н.В. Межеловский</u><sup>3</sup>, А.Ф. Морозов<sup>4</sup>, В.А. Килипко<sup>1</sup>, И.Н. Межеловский<sup>3</sup>

# Главные тектонические и минерагенические особенности Алдано-Станового щита: по границам, единицам тектонического районирования, структурным, петрогеохимическим и рудно-формационным показателям

Основные структурные, петрогеохимические и частично руднотектонические особенности территории Алдано-Станового щита ранее были опубликованы в работах [11–14]. Многие первичные исходные материалы по стратиграфическому расчленению высокометаморфизованных, вулканогенных и плутонических структурно-вещественных комплексов (СВК) и их рудно-формационной специализации имеются в содержании карт третьего поколения Государственных геологических картах масштаба 1:1 000 000 [5–7], изданных в 2010–2016 годах.

Предварительный тектонический (геодинамический) и рудно-формационный анализ названных выше источников нами был представлен в монографии [15]. В настоящей работе мы постараемся обратить внимание на основополагающие структурные, петролого-геохимические и рудноформационные показатели, характеризующие главные тектонические (геодинамические) особенности палео-, мезо-, неоархейского и раннепротерозойского этапов тектогенеза на территории Западно-Алданской и Центрально-Алданской мегазон Алдано-Станового щита.

Тектонические регионального и территориального ранга единицы ([15] с исправлениями): Западно-Алданская мегазона, зоны – Сеньская (АСЩ I.1), Чарская (АСЩ I.2), Олондинская (АСЩ I.3), Тунгурчинская (АСЩ I.4), Борсалинская (АСЩ I.5) и Удоканская (АСЩ I.6);

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственного университета им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> МЦГК «Геокарт», Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Роснедра, Москва, Россия

Центрально-Алданская мегазона, зоны – Амгинская (АСЩ II.1), Нимнырская (АСЩ II.2), Унгринская (АСЩ II.3), Чульманская (АСЩ II.4), Мелемкёнская (АСЩ II.5), Тимптоно-Тыркандинская (АСЩ II.6)

Главные геодинамические, петро-геохимические и рудно-формационные особенности. В пределах Сеньской, Чарской, Олондинской и Тунгурчинской тектонических зон по первичным исходным данным [5] на кристаллическом фундаменте палеоархйских СВК неопределенной геодинамической обстановки в мезоархее были сформированы геодинамически сопряженные протоконтинентальнорифтовые малые трещинные интрузии, штоки дайки габбро амнуннактинского комплекса, а также линзожилообразные протоокеанические малые протрузивные тела лерцолитдунит-гарцбургитового красногорского комплекса. В пределах Сеньской и Чарской тектонических зон (западная часть Западно-Алданской мегазоны) малые тела габбро амнуннактинского комплекса и ультрамафитов красногорского комплекса распределены относительно равномерно по всей территории этих таксонов. В пределах же Олондинской зоны эти комплексы развиты внутри Чара-Токкинского зеленокаменного трога среди образований мезоархейской борсалинской серии (западная часть зоны) и внутри Токко-Ханинского зеленокаменного трога среди образований мезоархейской нижней части олондинской серии (юго-восточная часть зоны), а также в пределах Темулякит-Тургунчинского зеленокаменного трога.

Существенная особенность южной части клиновидного Токко-Ханинского зеленокаменного трога обусловлена тем, что в пределах этой единицы среди образований нижней части олондинской серии обособляется полный разрез мезоархейского праокеанического рифта: а) дуниты, перидотиты, оливиниты, серпентиниты [4], б) коматииты и базальты [8, 9].

Океанический тип разреза южной части клиновидного Токко-Ханинского зеленокаменного трога подтверждается составами оруденения [6]: платинаметалльного, кобальт-никелевого и талькового в апогипербазитовых карбонат-тальковых сланцах, а также уникального алмазного в коматиитах [6].

На территории южной и срединной частей Удоканской зоны (югозападная часть Западно-Алданской мегазоны) на палеоархейском фундаментие в раннем протерозое был сформирован первый раннепротерозойский протопассивно-окраинный осадочный СВК, близкий к турбидитам подножия континентального склона нерасчлененной кодарской серии [16], перекрытый терригенными отложениями шельфа мелкого моря меденосной чинейской серии. Эти материалы однозначно свидетельствуют о том, что в пределах южнее Удоканской зоны (в современных координатах) располагался раннепротерозойский протоокеанический бассейн.

Сходная с северной частью Западно-Алданской мегазоны тектоническая ситуация реконструируется и на площади Центрально-Алданской мегазоны. Здесь на палеоархейском кристаллическом фундаменте в пределах Амгинской зоны (западная часть мегазоны) формировались два мезоархейских локальных 2-го порядка субмеридиональных тектонических трога: западный праюностроводужный осадочно-вулканогенный [1] и восточный праконтинентальнорифтовый Амедичинский.

На территории же восточной части Нимнырской и Унгринской зон в пределах Федоровского аллохтона [10] (площадь около 30 000 км<sup>2</sup>) формировалась субдукционная энсиалическая островная дуга общей длительностью развития не более 25 млн лет, сложенная породами федоровской толщи с вулканитами (не менее 90%) дифференцированной островодужной базальт-андезит-дацит-риолитовый серии. Определенный U-Pb методом по цирконам возраст кристаллизации метаандезитобазальтов -2006±3 млн лет [3]. Содержания малых элементов в базальтах и андезибазальтах федоровской толщи [3] сходны с таковыми на острове Кунашир [18] развитоостроводужной Большекурильской дуги [15]. Поэтому метавулканиты медведевской, леглеирской и атырской свит федоровской серии отнесены нами к проторазвитостроводужным образованиям. Развитостроводужные вулканиты федоровской серии включают раннепротерозойские тела тоналитов-плагиограниты-граниты древнефедоровского комплекса. Они аналогичны по составу с кислыми вулканитами федоровской серии (дациты-риодациты-риолиты). Это позволяет нам считать, что вулканиты федоровской серии и гранитоиды древнефедоровского комплекса формировались в пределах единой развитоостроводужной вулкано-плутонической дуги. Кристаллические сланцы нерасчлененной федоровской серии (западные части Нимнырской и Унгринской зон) по геохимическим характеристикам близкими к базальтам задуговых бассейнов [3]. В целом с учетом петрографических составов [7] и петро-геохимических данных [2] в образованиях Тимтоно-Тыркандинской зоны (АСЩ II.6), расположенной к востоку от Федровской вулкано-плутонической дуги реконструируется следующий латеральный ряд палеотектонических единиц всей Федоровской развитоостроводужной островной дуги: 1) глубоководный задуговый бассейн; развитоостроводужная вулкано-плутоническая дуга; 2) преддуговой осадочный бассейн (гнейсы и кристаллические сланцы раннепротерозойской иджакской свиты; 3) внешнее дуговое поднятие (палеоархейские кристаллические сланцы и гнейсы бурпалинской серии); 4) аккреционная призма и глубоководный желоб (гнейсы и кристаллические сланцы раннепротерозойской джелтулинской серии. Петр-геохимические параметры базальтов этой серии [2] сходны с таковыми аккреционной призмы эталонной Марианской островной дуги [17], а также основных и ультраосновных ортосланцев тыркандинского комплекса позднеархейского праокеанического рифта, развитых вблизи плоскости Тыркандинского пограничного сброса – раннепроторозойского субдукционного шва.

#### Литература

1. *Анисимова И.В.* Возраст и геодинамические обстановки формирования зеленокаменных менных поясов западной части Алданского щита. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2007. 21 с.

2. Великослаинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохииические характеристики и геолого-тектоническая интерпретация. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ЦОП СПГУ, 1998. 43 с.

3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.

4. *Гадиятов В.Г.* Камнесамоцветные формации северо-востока Азии. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. 272 с.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская Лист О-50 – Бодайбо / Гл. научный ред. Л.Б. Макарьев. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2010. Объяснительная записка 416 с. Карта на 5 листах.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская Лист О-51 – Алдан / Научный ред. Г.М. Беляев, В.К. Шкатова СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. Объяснительная записка 365 с. + 9 вкл. Карта на 5 листах.

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская Лист О-52 – Томмот / Научный ред. В.Н. Зелепугин, В.К. Шкатова СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2015. Объяснительная записка – 276 с. + 3 вкл. Карта на 5 листах.

8. Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Минералогия и геохимия различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С.34–49.

9. Добрецов Н.Л., Саддаби П., Добрецов Н.Н. и др. Коматииты Красной горки (олодинская формация, Алданский щит) // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 35–44.

10. Дук В.Л. Последовательность формирования тектонических покровов в центральной части Алданской гранулитогнейсовой области // Структурные исследования кристаллических образований (теория, практика, методика). Тезисы докладов V Всероссийкой школы «Структурный анализ кристаллических комплексов». СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 19–20. 11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. С. 306–318.

12. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.

13. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

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

15. Тектонический кодекс России / Отв. ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕО-КАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.

16. Томбасов И.А., Сверкунов В.С., Дроздов С.А., Кислицин В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2-ое. Серия Удоканская. Лист О-50-XXXV (Намингна) / Ред. Г.Л. Митрофанов. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004. Объяснительная записка. 116 с. Карта на 3 листах.

17. Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V., Lyapunov S.M., Kashinzev G.L., Chudaev O.V., Sokolova A.L., Garanina S.A. Technical Note: Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments. Proc. GIN, issue 581 [Booklet]. Moscow: GEOS, 2008. 642 p.

18. Martynov A.Yu., Kimura J-I., Martynov Yu.A., Rubin V. Geochemistry of late Cenozoic Kuril Arc // Island Arc. 2009. P. 1–17.

# <u>М.Ю. Гущина</u><sup>1</sup>, А.В. Моисеев<sup>1</sup>, М.И. Тучкова<sup>1</sup>, Т.Н. Палечек<sup>1</sup>

#### Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы Алганского террейна (Корякское нагорье)

Настоящее исследование основано на материале, полученном в результате полевых работ ГИН РАН на территории Алганского террейна в 2007, 2011, 2012 и 2016 гг. Структуры Алганского террейна относятся к Анадырско-Корякской складчатой системе, которая была образована при последовательном присоединении к Азиатскому континенту раз-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН, Mocква, dybree@yandex.ru, moartem@yandex.ru, tuchkova@ginras.ru, tpalechek@yandex.ru

личных террейнов [7]. Алганский террейн образован разными тектоностратиграфическими комплексами (ТСК).

Алганский ТСК сложен вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями, формировавшимися в окраинно-морских условиях к юго-востоку от существовавшей в поздней юре – раннем мелу Удско-Мургальской островной дуги, развивавшейся вдоль границы Азиатского континента и Пацифики [8]. Терригенные породы датированы титон-валанжином по редким находкам бухий [2]. Кремнистые породы образуют самостоятельные горизонты и олистолиты, датированы по радиоляриям ааленом-батом, батом-оксфордом, батом-кимериджем, кимериджем-титоном [1, 3, 4].

Вышележащие позднеальбские–кампанские терригенные породы рассматривались предшественниками как отложения мелкого моря, формировавшиеся во фронтальной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) [8]. По их мнению, породы залегают с угловым несогласием на породах алганского ТСК и не деформированы. Наши наблюдения указывают, что породы сложно дислоцированы и разбиты многочисленными разрывными нарушениями, среди терригенных пород встречаются выходы базальтов и кремней неизвестного происхождения.

В пределах пород ранее датированных поздним альбом выделено два TCK: *перекатнинский*, сложенный туфотерригенными породами верхнего альба-турона и *ламутский*, сложеный туфотеригенными отложениями коньяка-кампана. В их составе выделяются кремнисто-базальтовые ассоциации. В первом случае кремни датированы кимериджем-титоном и титоном-берриасом [3, 4], во втором – кампаном [5].

Псаммиты всех ТСК, в полевых условиях трудно отличимые друг от друга, представлены туфопесчаниками или песчаниками, ритмично переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Псаммиты массивные, плотные, представлены серо-зелеными, темно-серыми и светло-серыми разностями, тонко-мелкозернистые, средне-мелкозернистые, плохо сортированные, плохо окатанные. Кремнистые породы образуют как самостоятельные горизонты в терригенных породах, так и будины и фрагменты слоёв в базальтах. Они представлены красными, черными, зелеными яшмами и радиоляритами, сложенными кварцевым криптокристаллическим материалом. Радиоляриты характеризуются органогенной структурой. Скелеты радиолярий (15–80%) выполнены кварц-халцедоновым материалом.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений, изучался вещественный состав и структурные особенности осадочных пород всех TCK.

По классификации В.Д. Шутова псаммиты представлены кварцевополевошпатовыми и полевошпатовыми граувакками, единичные образцы относятся к граувакковым аркозам. Пирокластический материал представлен кристаллокластами полевых шпатов с характерными идиоморфными формами, обломками эффузивов с рваными краями, в псаммитах ламутского ТСК – витрокластами.

Для псаммитов алганского TCK характерно более низкое, относительно позднеальбских-кампанских, содержание кварца и преобладание среди обломков пород вулканитов основного и среднего состава. Обломки пород основного состава часто представлены спилитами. Цемент (5–10%) полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым агрегатом.

Для псаммитов перекатнинского и ламутского ТСК характерны: повышенное, относительно алганского ТСК, содержание кварца; преобладание среди обломков пород вулканитов среднего и кислого состава; присутствие обломков гранитоидов и крупных обломков туфоалевролитов, туфоаргиллитов, часто кливажированных и вытянутых в одном направлении; наличие биотита. Цемент серицитовый или глинистый (4–12%).

Гранулометрический анализ показал, что псаммиты по соотношению коэффициентов отсортированности (1.36–1.64) и асимметрии (0.76–1.29) соответствуют турбидитам [9], а по соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса (-0,31- (-0,18)) – к отложениям сильных речных или вдольбереговых течений, т.е. речным и прибрежно-морским фациям [6]. Наличие морской фауны и плохая сортировка позволяют предполагать, что осадконакопление, было связано с конусами выноса подводных дельт. Данные обстановки коррелируются с деятельностью и речных, и прибрежно-морских процессов. По способу переноса осадка по Р. Пассеги [11], породы относятся к отложениям течений с высокими и средними скоростями. Плохие сортировка и окатанность пород, наличие в их составе нестабильных компонентов (полевые шпаты, крупные обломки аргиллитов, спилиты) свидетельствуют о близости источника сноса.

По результатам геохимического исследования все псаммиты относятся к грауваккам по классификации Ф. Петтиджона (Na<sub>2</sub>O = 2.1-4.1%;  $K_{2}O = 0.5-3.0\%$ ) и соответствуют породам умеренной зрелости (SiO<sub>2</sub> = 59.3-69.6%), с умеренным количеством кварца и содержащих кремний минералов. Верхнеюрские-нижнемеловые псаммиты обеднены редкоземельными элементами (РЗЭ), относительно позднеальбских-кампанских. Суммарные содержания РЗЭ в псаммитах алганского ТСК составляют 52.6 г/т, перекатнинского - 53-109 г/т, ламутского - 96-117 г/т. Отношения U/Th (0.3-0.6), Ni/Co (0.9-3.0) по [10] указывают на образование пород в окислительных придонных условиях, за исключением 1 пробы перекатнинского ТСК (1.3 и 1.36 соответственно). Палеогеодинамическая интерпретация на основании диаграмм Б. Роузера и Р. Корша, М. Бхатиа и К. Крука, предполагает образование пород при островодужном вулканизме. Содержания Ni, V, Th указывают на поступление в позднеальбскийкампанский период большего количества кислого вулканического материала, в отличие от позднеюрского-раннемелового.

Кремнистые породы по ряду литохимических параметров и диаграмм, основанных на содержании  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MnO, La, Ce, Y, V, были разделены на пелагические и приконтинентальные разности. Суммарные содержания РЗЭ в кремнистых отложениях составляют 3–217 г/т. Для отложений приконтинентальных разностей характерна положительная Се аномалия, для отложений пелагических разностей – отрицательная. Все породы обеднены Та и Nb относительно Th и Ce. Значения U/Th (0.1–0.3), Ni/Co (1.6–3.8), Mo/Mn (0.0001–0.001) указывают на формирование пород в хорошо аэрируемом бассейне, кроме черных кремней (3.6–8.4; 13.4–36.6; 0.16–0.21 соответственно), формировавших в бескислородных условиях. Значения U/Th, Eu/Sm (0.01–0.51) аллюминевого (0.12–0.68) и титанового модулей (8–629), концентрации Ni (15–117 г/т), Cr (20–344 г/т), Cu (17–317 г/т) указывают на формирования пород далеко от срединноокеанических хребтов.

Установлено, что псаммитовые породы формировались в умеренно глубоководных морских условиях под действием высоко- и среднескоростных мутьевых потоков, недалеко от берега, вблизи дельт, синхронно с надсубдукционным вулканизмом. Позднеюрские–раннемеловые породы алганского ТСК формировались при поступлении в бассейн вулканитов среднего и основного состава Удско-Мургальской дуги. Источником для позднеальбских–кампанских пород перекатнинского и ламутского ТСК являлись: вулканиты кислого и среднего составов ОЧВП; более древние отложения алганского ТСК, поставлявшие интракласты туфоалевролитов; кристаллический фундамент Северо-Азиатского континента, поставлявший гранитоиды.

Кремнистые отложения, накапливались в приконтинентальной и пелагической областях, далеко от COX и зон гидротермальной разгрузки, преимущественно в хорошо аэрируемом бассейне, за исключением черных кремней, формировавших в бескислородных условиях.

Таким образом, изученные разрезы состоят из тектонически совмещённых блоков, породы которых различаются по составу и условиям образования и образуют разновозрастные TCK.

Петрографические исследования выполнены за счет средств гранта РНФ № 22-27-00665. Базовое финансирование сотрудников за счет субсидий по теме № 0135-2019-0078 государственного задания ГИН РАН.

#### Литература

1. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–43. 2. Захаров В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000.Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. Москва: Всесоюзное аэрогеологическоенаучно-производственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. 1974.

3. *Моисеев А.В.* Тектоника Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы. М.: ГЕОС, 2020. 162 с.

4. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–76.

5. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гущина М.Ю. Новые данные о возрасте ламутской свиты (Алганские горы, Северо-Западная часть Корякского нагорья) // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2018. № 4(40). С. 105–119.

6. *Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С.* Результаты систематизации дробных ситовых анализов // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 110–117.

7. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

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

9. *Bjorlykke K*. Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin; Heidelberg, Springer Verlag, 1989. 363 p.

10. *Jones P., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

11. *Passega R*. Grain size representation by CM patterns as geological tool. J. Sediment. Petrol. 34, 1964, p. 830–847.

# Ю.В. Денисова<sup>1</sup>

# Температурные условия образования пород Яротского массива (Приполярный Урал) по Zr и Hf

Циркон, характерный минерал многих пород, в течении своего роста посредством преобразования морфологии и химического состава

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

фиксирует многочисленные изменения в минералообразующей среде и, благодаря своей повышенной устойчивости к физическим и химическим воздействиям, сохраняет накопленную информацию в течении длительного времени. Минерал активно используется не только для определения возраста цирконсодержащей породы, но и для выяснения температурных условий формирования этой породы. В настоящее время температуру образования циркона и породы, его содержащей, можно определить по морфологии циркона (эволюционно-морфологический анализ), по содержанию титана в цирконе («Ti-in-zircon»), по химическому составу породы (термометрия насыщения Ватсона), по содержанию циркония и гафния в самом цирконе и минералсодержащей породе (Zr-Hf геотермометр).

Целью представленной работы является выяснение температурных условий образования пород Яротского массива с использованием Zr-Hf геотермометра.

Изученный массив расположен в северо-восточной части Приполярного Урала. Это узкое пластинообразное гранитное тело длиной 6 км при ширине до 500 м, прорывающее верхнерифейские отложения мороинской свиты (рис. 1) [5, 6]. Согласно принятой на сегодняшний момент схеме расчленения гранитоидов, Яротский массив относится к сальнероманьхамбовскому комплексу. Для изученных пород характерно повсеместное проявление наложенного динамоморфизма. Наиболее сохранившиеся граниты слагают не более 10–15% от объема массива и представляют



Рис. 1. Яротский гранитный массив, по [7].

 слюдяно-кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 2 – терригенно-карбонатные отложения; 3 – граниты; 4 – риолиты, фельзиты; 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур. Я-1, Я-3, Я-4, Я-7, Я-9 – точки отбора проб собой розоватые лейкократовые граниты, минеральный состав которых представлен щелочным полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом. Среди рудных минералов отмечаются пирит, молибденит, магнетит, ильменит. Циркон, апатит, гранат, титанит составляют акцессорную группу минералов [4].

Для определения температурного режима формирования пород Яротского массива применен Zr-Hf геотермометр, позволяющий на основе изменений содержаний циркония и гафния в цирконе и граните [1] рассчитать искомую температуру:

$$T(K) = 1531 / In K + 0.883, K = Zr_{u}Hf_{rp} / Zr_{rp}Hf_{u},$$

где К – коэффициент распределения Zr и Hf между цирконом (ц) и гранитом (гр), T(К) – температура, в Кельвинах,  $Zr_u$ , Hf<sub>u</sub> – содержание циркония и гафния в цирконе,  $Zr_{rp}$ , Hf<sub>rp</sub> – содержание циркония и гафния в граните.

В ходе проведенного расчета на основе данных микрозондового анализа для циркона (ЦКП Геонаука Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, аналитик Шевчук С.С.), данных ІСР-МЅ метода (Институт геологии и геохимии, Екатеринбург, аналитик Ю.Л. Ронкин) (табл. 1) для каждой из пяти проб были получены следующие показатели: проба Я-1 – образование циркона и гранита происходило при температурах от 813 °C до 904 °C, средняя 866 °C; проба Я-3 – от 798 °C до 889 °C, при средняя 832 °C; проба Я-4 – от 831 °C до 933 °C, средняя 876 °C; проба Я-9 – от 768 °C до 914 °C, средняя 850 °C; проба Я-7 – от 838 °C до 932 °C, средняя 881 °C). Общий температурный диапазон для гранитов – от 768 °C до 932 °C, средняя 851 °C.

Изучение распределения точек средних температур образования гранита (рис. 2) позволяет выявить область высоких температур, которая практически полностью повторяет контур рассмотренного массива. Подобное расположение характерно для интрузий трещинного типа, когда материнский расплав движется по системе трещин в земной коре [2].



Рис. 2. Изменение температурного режима образования породы в пределах Яротского массива. 1 – средняя температура образования гранита от 850 °C до 900 °C; 2 – средняя температура образования гранита от 800 °C до 850 °C; 3 – область максимальных температур

Таблица 1

# Zr-Hf-геотермометрия для гранитов Яротского массива

Но- мер про- бы	Содер- жание эле- мента, мас.%	№ зерна										Сред-
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	няя тем- пера- тура
Я-1	Zr <sub>u</sub>	47,6	49,2	47,4	47,0	49,8	46,8	47,3	47,2	48,4	46,3	-
	Ηf <sub>π</sub>	1,4	1,5	1,5	1,4	1,5	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	_
	Zr <sub>rp</sub>	92,9	92,9	92,9	92,9	92,9	92,9	92,9	92,9	92,9	92,9	-
	Hf <sub>rp</sub>	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	-
	T, ⁰C	830	907	893	882	891	813	889	848	856	851	866
Я-3	Zr <sub>u</sub>	46,3	47,6	47,6	46,3	47,5	48,5	48,0	47,3	47,1	46,2	-
	Ηf <sub>µ</sub>	1,5	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4	-
	Zr <sub>rp</sub>	80,4	80,4	80,4	80,4	80,4	80,4	80,4	80,4	80,4	80,4	-
	Hf <sub>rp</sub>	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	3,9	-
	T,⁰C	889	814	848	846	820	821	817	818	798	849	832
Я-4	Zr <sub>u</sub>	48,6	48,1	47,5	48,3	47,8	48,2	48,3	48,4	49,6	48,7	-
	Ηf <sub>µ</sub>	1,5	1,5	1,4	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	1,4	1,4	-
	Zr <sub>rp</sub>	113,2	113,2	113,2	113,2	113,2	113,2	113,2	113,2	113,2	113,2	-
	Hf <sub>rp</sub>	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	-
	T, ⁰C	914	909	847	876	854	933	851	887	831	863	877
Я-7	Zr <sub>u</sub>	47,4	46,8	47,0	47,4	47,5	47,8	47,3	46,9	48,1	46,2	-
	$Hf_{\mathfrak{q}}$	1,3	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,3	1,4	-
	Zr <sub>rp</sub>	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1	-
	$\mathrm{Hf}_{\mathrm{rp}}$	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	4,4	-
	T,⁰C	857	920	918	870	868	838	847	932	851	906	881
Я-9	Zr <sub>u</sub>	47,4	48,1	47,8	48,3	48,8	47,4	47,0	47,4	47,3	47,3	-
	$Hf_{\mathfrak{q}}$	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,2	1,3	1,3	1,4	1,4	-
	Zr <sub>rp</sub>	110,2	110,2	110,2	110,2	110,2	110,2	110,2	110,2	110,2	110,2	-
	$\mathrm{Hf}_{\mathrm{rp}}$	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	-
	T, ⁰C	861	831	872	875	855	768	823	804	895	914	850

Анализ распределения циркония и гафния в граните и акцессорном цирконе Яротского массива показал, что температура образования рас-

смотренных пород находится в диапазоне от 850 °C до 900 °C и в среднем составляет 851 °C. Полученные данные подтверждают более ранние выводы автора [3]. Кроме того, распределение средних температур формирования гранитов позволяет утверждать, что массив представляет собой интрузию трещинного типа.

#### Литература

1. Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Новый Zr-Hf геотермометр для магматических цирконов // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 109–115.

2. Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. М.: Изд-во МГУ, 1973. 592 с.

3. *Денисова Ю.В.* Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 5. С. 9–16.

4. Денисова Ю.В. Петрохимия гранитов Яротского массива (Приполярный Урал): новые данные // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2020. № 1(41). С. 80–87. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-80-87.

5. *Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.

6. *Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: АН СССР, 1963. 105 с.

7. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25–38.

# О.П. Дундо<sup>1</sup>, Д.А. Горбунов<sup>1</sup>, Д.М. Урванцев<sup>1</sup>

# Структура осадочного гипербассейна Арктики в пределах Прироссийских акваторий Северного Ледовитого океана (по новейшим геолого-геофизическим данным)

Рассматриваемый регион занимает ключевое положение в системе осадочных гипербассейнов современного панпланетного бассейна осад-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Всероссийский научно исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»).

конакопления Земли. В геологическом прошлом он представлял собой связующее звено четырёх осадочных гипербассейнов планеты – Арктического, Атлантического, Тихоокеанского и Средиземноморского (Тетис). В настоящее время, связь Арктического бассейна с Тетисом отсутствует, нарушенная кайнозойской регрессией моря с Баренцево-Карских и Западно-Сибирской плит.

Достоверное знание геологического строения севера Евразийского континента, включая подводную его окраину, имеет ключевое значение для прочтения геологической истории региона и решения, связанных с ней минерагенических проблем. Если геология сухопутной части региона уже давно достаточно полно изучена, то познание геологии дна арктических акваторий с самых его азов (рельеф дна и опробование донных грунтов) началось немногим больше полувека назад. К настоящему времени на акваториальных площадях получены представительные грави-, магнито- и сейсморазведочные материалы; в Баренцевом и в Карском шельфовых морях пробурено значительное количество буровых скважин, одна скважина пробурена в океане вблизи полюса на подводном хребте Ломоносова; вся площадь акваторий от побережья РФ до 84-ой параллели покрыта Государственной геологической съёмкой в масштабе 1:1 000 000. Накопленных геолого-геофизических данных вполне достаточно для постановки сводных обобщающих исследований, раскрывающих общую картину геологии морского дна высокоширотной Арктики. В настоящем докладе представлены результаты комплексного анализа этих данных, направленного на углублённое изучение структуры осадочного чехла Арктического гипербассейна.

В строении земной коры морского дна, в пределах всей Земли, участвуют два главных геологических объекта: осадочный чехол седиментационного бассейна и субстрат, на котором сформировался сам осадочный бассейн.

Субстратом, в зависимости от времени заложения бассейна, становятся:

– либо докембрийский гранитно-метаморфический слой земной коры (*на заре появления стратисферы в позднем протерозое*),

– либо тот же докембрийский фундамент вкупе с перекрывающим его складчатым комплексом из дислоцированных осадочных образований бассейнов более раннего заложения (*на каком-либо более позднем интервале фанерозоя*),

– либо новообразованная базитовая земная кора (*на постпалеозойском* этапе эволюции Земли).

Каждый из этих двух геологических объектов характеризуется присущими только ему композиционными и минерагеническими особенностями. В морской геологии **осадочный чехол** как с прикладной, так и с научной точки зрения тоже, представляет наибольший интерес, главным образом потому, что он практически повсеместно распространён на морском дне и наиболее, в сравнении с субстратом, достижим для изучения. Основным же фактором «привлекательности» осадочного чехла является его минерагеническая специализация на углеводородное сырьё – все известные месторождения нефти и газа, обнаруженные на шельфах, заключены в структурах осадочного чехла.

Геологические образования **субстрата** могут иметь самый широкий спектр минерагенической специализации, но добраться до этих кладовых богатств человечество если и сможет, то не раньше, чем на «вечерней» заре своего существования.

Несмотря на то, что к настоящему времени практически вся площадь Прироссийской части Арктического гипербассейна от Евразийского побережья (на юге) и до 84-ой параллели с.ш. (на севере) покрыта изданными листами Государственной геологической карты третьего поколения, единого графического представления о структуре осадочного чехла исследованного региона не существует. На изданных картах информация о строении осадочного чехла представлена лишь фрагментами изогипс поверхности его подошвы в разрозненных тектонических блоках. Поскольку читателю весьма затруднительно получить представление о реальной структуре осадочного чехла по этим данным, авторами настоящего доклада (путём кропотливой трансформации разрозненных фрагментов изогипс со всего массива изданных геологических карт (более сотни номенклатурных листов) в единую реальную карту изолиний) впервые составлена сводная карта региона (рис. 1), отчётливо раскрывающая общую структуру осадочного чехла исследуемого региона в целом.

Из рассмотрения этой карты следует, что целостная картина структуры осадочного чехла Приросийской части Арктического гипербассейна, показанная на рис. 1, представляет собой систему из девяти осадочных бассейнов более низкого таксономического ранга и пятнадцати разделяющих их поднятий; в числе которых 12 поднятий межбассейновых и 3 инфраструктурных.

Осадочные бассейны обладают заметным сходством общего облика их строения. В их устройстве отчётливо различаются две части – периферическая и внутренняя. Периферические части представлены полого наклонными моноклиналями с малой (1–3 км) мощностью осадков. Они окаймляют внутренние области, в которых мощность выполняющих отложений резко увеличивается до 8–20 км. Однако, по форме, размерам, инфраструктуре, мощности и возрасту комплексов выполняющих их осадков они резко различны.





Существенные различия осадочных бассейнов особенно ярко проявляются в инфраструктуре их периферических и внутренних частей. Примыкающие к поднятиям периферические пояса моноклиналей в одних случаях имеют практически ровную, не осложнённую холмами и неглубокими впадинами поверхность; в других – на поверхностях моноклиналей наблюдается чередование небольших поднятий и понижений; ширина самих моноклинальных поясов также заметно варьирует от первых десятков до нескольких сотен км.

Изменчивость инфраструктуры внутренних частей бассейнов ещё более контрастна. В одних случаях она выражена наличием или отсутствием крупных ничем не осложнённых впадин с большой мощностью осадков; в других – наличием или отсутствием чередующихся впадин и понятий удлинённой эллипсоидальной формы с чёткой линейной ориентированностью и разницей размеров этих эллипсоидальных структур. Инфраструктурное разнообразие внутренних частей бассейнов иногда усиливается появлением в них обширных котловин с частым контрастным чередованием мелких (менее 100 км) изометричных по форме поднятий и впадин или чередованием крупных, линейно ориентированных впадин и поднятий большой (сотни км) протяженности.

Морфологическое разнообразие инфраструктуры осадочных бассейнов можно рассматривать как следствие разнообразия в проявлении разных геодинамических процессов, как в ходе эволюции земной коры региона, так и разнообразия петрохимических и термодинамических процессов самоорганизации материи в подкоровом пространстве планеты. Решение этих проблем – задача последующих исследований.

Что касается прикладного значения результатов выполненных работ, то они будут востребованы как основа для целенаправленного планирования дальнейших исследований в областях геотектоники, палеотектоники, палеогеографии и палеобиогеографии. Составленные карты могут быть использованы в качестве основы для разработки сейсмостратиграфических схем разного уровня на всей площади Арктического гипербассейна, а также в качестве одной из стартовых моделей при мониторинге Арктической геологической среды, которым в ближайшие годы планируется заменить создание Государственных геологических карт территории РФ следующих поколений в миллионном масштабе.

# Объекты типа gas chimney на шельфе острова Сахалин и на севере Западной Сибири как показатель геодинамической активности регионов

Множество различных по морфологии и размерам аномалий сейсмической записи, связанных с вертикальными потоками газов, в иностранной литературе известны под довольно широко понимаемым термином gas chimney (англ. «газовая труба»). Наличие аномалий типа gas chimney на шельфе острова Сахалин известно уже несколько десятилетий, многие из этих объектов описаны в литературе [1, 3–5]. Некоторые из них (аномалии gas chimney первого типа) представляют из себя столбообразные зоны хаотичных отражений, зоны ослабления энергии отраженных волн, потери сейсмической записи [1, 3, 6, 11]. Часто они сопровождаются аномалиями типа «яркое пятно» в приповерхностной части разреза. От таких объектов несколько отличаются gas chimney центральных частей нефтегазоносных структурных поднятий Чайво и Аркутун-Даги (рис. 1). Здесь сейсмические отражения сложились в инверсионные структуры, в плане соответствующие контурам данных поднятий [4, 5] (назовём их аномалии gas chimney второго типа).

Природа gas chimney первого типа не является дискуссионной. Множеством исследователей считается, что это – современные вертикальные потоки метана [1, 3, 4, 6]. Природа gas chimney второго типа на месторождении Чайво-море определена с помощью скважин: инверсия на сейсмическом разрезе вызвана аномально низкой скоростью сейсмических волн и реальные геологическое границы ведут себя унаследовано (рис. 2). Испытания скважин показывают, что эта аномалия соответствует серии наложенных друг на друга газовых шапок нефтегазовых залежей месторождения Чайво-море [4].

Современная тектоническая активность Сахалинского региона связана с движением Охотоморской и Евразийской литосферных плит друг относительно друга вдоль меридиональных разломов и развитием спрединговых процессов в рифтовой структуре Татарского пролива [7]. Структурные поднятия восточного шельфа острова Сахалин, контролирующие месторождения нефти и газа, образовались большей частью в плиоцене-квартере [6, 7], их образование сопровождалось разломами осадочных толщ и мезозойского фундамента. Поэтому вполне возмож-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия



Рис. 1. Аномалии сейсмической записи типа gas chimney в сводах нефтегазоносных структурных поднятий Чайво-море и Аркутун-Даги

ным представляется связывать мигрирующий метан с переформированием (формированием, разрушением) залежей углеводородов, залегающих глубже уровня прослеживаемости аномалий gas chimney. Нижний предел аномалий gas chimney шельфа острова Сахалин уходит в интервал фундамента бассейна, где теряется в окружающих хаотичных отражениях. Это означает, что источник мигрирующего газа расположен вне кайнозойского осадочного чехла. Некоторыми исследователями предполагается, что gas



Рис. 2. Геологический разрез месторождения Чайво-море (по данным [4])

chimney связаны и с залежами углеводородов в мезозойском фундаменте [3]. Некоторые из исследователей считают мигрирующий метан генерированным в нижней части земной коры в результате восстановления углекислоты водородом – продуктом серпентинизации мантийных перидотитов [3, 8, 9]. Так или иначе, связь вертикальных каналов миграции метана и залежей углеводородов шельфа острова Сахалин признается многими [1, 2, 3–6], а объекты gas chimney считаются признаками нефтегазоносности. Именно бурение в такие зоны хаотичной сейсмической записи (gas chimney первого типа) на Аяшской и Баутинской структурах позволило открыть нефтегазоконденсатные месторождения Нептун, Тритон (2017, 2018).

Аномалии сейсмической записи gas chimney с инверсией отражений (второго типа), аналогичные сахалинским, были описаны в сводовых частях газо- и нефтеносных структурных поднятий северной части Западно-Сибирского осадочного бассейна [5, 9, 10]. Геологическое строение Западной Сибири совсем не похоже на строение шельфа острова Сахалин. Резко отличается Западная Сибирь и отсутствием современной сейсмичности. Однако, нефтегазоносные поднятия северной части Западной Сибири, как и шельфа острова Сахалин, в геологическом плане довольно молодые. Их возраст – олигоцен-квартер, многие из них частично выражены в современном рельефе, на геологических картах сводам молодых поднятий соответствуют размывы подчетвертичных неогеновых, а кое-где и палеогеновых отложений. Сходство аномалий сейсмической записи типа gas chimney месторождений углеводородов Западной Сибири с аналогичными аномалиями в сводах месторождений углеводородов шельфа острова Сахалин может являться дополнительным аргументом считать Западно-Сибирские аномалии gas chimney современными каналами миграции газов из глубоких горизонтов осадочного чехла и (или) фундамента.

Таким образом gas chimney Западной Сибири и шельфа острова Сахалин – современные вертикальные потоки метана из разновозрастных фундаментов двух совершенно разных по истории тектонического развития нефтегазоносных осадочных бассейнов, которые сближает недавняя по геологическим меркам неоген-четвертичная тектоническая активизация.

#### Литература

1. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Патрикеев В.Н. Признаки газоносности западного борта Татарского трога (Японское море) / // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 63–71.

2. Обжиров А.И., Коровицкая Е.В., Пестрикова Н.Л., Телегин Ю.А. Нефтегазоносность и газогидраты в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2012. № 2 (14). С. 55–62.

3. *Черепанов В.В., Рыбальченко В.В., Гогоненков Г.Н.* Мезозойский фундамент – перспективное направление поисков углеводородов на шельфе Сахалина // Геология нефти и газа. 2013. № 6. С. 42–53.

4. *Apotria T.* Chayvo Field, Sakhalin Island, Russia: Identification of a Significant Oil Leg from 3-D Seismic and Execution of a World Class Extended Reach Drilling Program // AAPG. 2007. Annual Convention, Long Beach, California.

5. *Zagorovsky Y.* Identifying gas chimneys in gas fields of the West Siberian petroleum basin via geophysical and drilling data // Interpretation. 2021. Vol. 9. N. 1. P. T35–T44. DOI:10.1190/INT-2020-0087.1

6. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

7. *Родников А.Г.* Глубинное строение сейсмоопасных регионов Земли (о. Сахалин) / А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева / Вестник ОНЗ РАН. 2014. Т. 6. NZ1001, doi:10.2205/2014NZ000121.

8. *Разницин Ю.Н*. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.

9. Разницин Ю.Н., Гогоненков Г.Н., Загоровский Ю.А., Трофимов В.А., Федонкин М.А. Серпентинизация мантийных перидотитов как основной источник глубинных углеводородов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. С. 66–88. DOI: 10.31431/1816-5524-2020-1-45-66-88.

10. Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 218 с.

# Оценка возраста эксгумации триасовых отложений архипелага Земли Франца Иосифа: тектонические следствия

Арктический (Северный Ледовитый) океан состоит из глубоководного бассейна и его шельфовых морей: Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. Глубоководная часть Северного Ледовитого океана (СЛО) делится на Евразийский бассейн (ЕБ) и, отделяемый от него подводным хребтом Ломоносова (ХЛ), Амеразийский бассейн (АБ). ЕБ сформировался в кайнозойское время в результате спрединга, который отделил хребет Ломоносова от Баренцево-Карской континентальной окраины [1]. Поднятие Альфа-Менделеева (АМ) в АБ разделяет бассейн на серию суббассейнов: Макарова и Подводников, расположенных между АМ, ХЛ и Наутилуса, Толя и Канадского, расположенных с другой стороны АМ. История формирования АБ является предметом острых научных дискуссий и наиболее распространенные модели рассмотрены в серии обобщающих работ [2]. Для изучения глубоководных бассейнов СЛО широко используется исследование северных архипелагов, расположенных в пределах Арктических морей, одним из которых является Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) (рис. 1).

ЗФИ приурочена к обособленному окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево-Карской шельфовой плиты, которое было сформировано в мезозое–кайнозое. Отложения его складчатого фундамента интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Чехол представлен палеозойскими карбонатно-терригенными и мезозойскими (триас-меловыми) терригенными отложениями морского, мелководно-морского и континентального генезиса. В раннем мелу на ЗФИ широко проявился основной магматизм. Одна из 3-х пробуренных на ЗФИ параметрических скважин – Северная, расположенияя на о. Греэм-Белл, вскрыла терригенные породы триаса анизийско-норийского возраста [3].

В интервале глубин 633.5–2689 м из песчаников были отобраны 8 образцов для трекового датирования апатита (apatite fission-track dating AFT). Трековые возрасты апатита (230 млн лет и древнее) из двух образцов, отобранных с глубин выше ~700 м, древнее возраста опробованных отло-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ВНИГНИ, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Norwegian Petroleum Directorate, Stavanger, Norway

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> University of Oslo, Oslo, Norway



1

Рис. 1. Схема расположения позднемеловых (~90 млн лет) магматических проявлений и оценок времени эксгумации комплексов в Арктике. АХ - острова Аксель Хейберг, ЗФИ – архипелаг Земля Франца Иосифа, НО – Новосибирские острова, ШП – Шпицберген. 1 – точки датирования магматических пород основного состава, метод, возраст; 2 – точки датирования магматических пород щелочного состава, метод, возраст; 3 – точки датирования низкотемпературной термохронологией, метод, возраст

жений (поздний триас, поздний норий), таким образом, апатит не испытал отжига треков. Значит, эта часть разреза не подвергалась воздействию палеотемператур (~80-120 °C) после осадконакопления. Трековый возраст апатита из образцов, отобранных ниже ~700 м (средний и поздний триас), моложе ~190 млн лет, треки в апатите испытали отжиг, а трековый возраст апатита закономерно уменьшается с увеличением глубины отбора керна. Распределения трековых возрастов апатита имеют классическую форму, характерную для эксгумированной зоны частичного отжига (PAZ – partial annealing zone). Перегиб (break in slope) в распределении возрастов показывает переход (около 90 млн лет) от этапа относительной температурной и тектонической стабильности к этапу «быстрой» эксгумации (крутой склон) [5]. Интерпретация трековых возрастов апатита из скважины Северная показывает, что отложения среднего и верхнего триаса находились в пределах зоны частичного отжига (~80–120 °C) в юрско-раннемеловом периоде, а ускорение эксгумации происходило в позднем мелу (около 90 млн лет). Трековые данные позволяют дать предварительную оценку скорости эксгумации в позднемеловом периоде (между 90 и 70 млн лет назад) около 75 м/млн лет.

Полученный возраст хорошо согласуются с ранее полученными результатами для участка хр. Ломоносова, где были выявлены три региональных эпизода остывания: 95–81, 95–62, 26–8 млн лет [7]. Новые данные подтверждают, что начало эксгумации архипелага Земля Франца Иосифа началось около 90 млн лет назад. Необходимо отметить, что данный участок хр. Ломоносова вплотную примыкал к континентальной окраине напротив ЗФИ до момента начала спрединга, который в Евразийском бассейне начался примерно 60 млн лет назад. Кроме этого, аплифт возрастом около 90 млн лет назад отмечен и для острова Бельковского, входящего в состав Новосибирских островов [10].

Если рассматривать Арктический регион в целом, то возрасту 90 млн лет (рис. 1) соответствуют следующие установленные магматические проявления:  $91.0\pm1.9-92.7\pm0.5$  млн лет (U/Pb) для роговообманковых габбро, микрогранитов и кварцевых сиенитов интрузивного комплекса Вуттон, расположенного на северо-западе о. Элсмир Канадской Арктики [4];  $95.18\pm0.35$ ,  $95.56\pm0.245$  млн лет (U/Pb) для диабаза и габбро из комплекса даек силлов, расположенных на северо-западе острова Аксель Хейберг [6];  $89\pm1$  млн лет (Ar/Ar) для толеитовых базальтов на хребте Альфа [11];  $86\pm4-89\pm2$  млн. лет (U/Pb) для долеритовых даек, расположенных на севере Верхоянского складчатого комплекса вблизи побережья моря Лаптевых [9].

В позднем мелу происходила интенсивная деструкция континентальной коры на окраинах Лабрадора, Гренландии и шельфа Норвегии, связанная с раскрытием Северной Атлантики. По всей видимости, возраст 90 млн лет фиксирует время начала интенсивного подъема, деструкции литосферы и магматизма, затронувших Канадскую Арктику, Баренцево-Карскую континентальную окраину (включая хр. Ломоносова), хребет Альфа, котловины Макарова и Подводников и шельф моря Лаптевых.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00440. Частично работа выполнена в рамках научной темы «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» (государственная регистрация № 0135-2019-0076).

#### Литература

1. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.

2. Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И. Основные проблемы строения и истории геологического развития Арктического океана. Вестник Российской Академии Наук, 2020, том 90, № 5. С. 434–446.

3. *Dibner V.D.* (ed.) 1998. Geology of Franz Jozef Land. Norsk Polarinstitutt, Meddelelser 146, 190 p.

4. *Estrada S., Henjes-Kunst F.*<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // Z. Dtsch. Ges. Geowiss. 2013. Vol. 164, P. 107–130.

5. *Fitzgerald, P.G., and Malusà M.G.,* 2019. Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology, in M.G. Malusà and P.G. Fitzgerald (eds.), Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment, https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8\_9

6. *Kingsbury C.G.* Hot Rocks from Cold Places: A Field, Geochemical and Geochronological Study from the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) at Axel Heiberg Island, Nunavut. 2016, P.h.D. thesis Ottawa – Carleton Geoscience Centre and Carleton University Ottawa, Ontario. P. 214.

7. Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R., Bjerager M., Funck T., Green P.F., Ineson J.R., Japsen P., Marcussen C., Sherlock S.C. and Thomsen T.B. (2018). Samples from Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of Arctic Ocean. Geological Society, London, Special Publications, 460 pp. 397–418.

8. *Oakey G.N. and Chalmers J.A.* A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: Plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 2012, Vol. 117, B10401, https://doi:10.1029/ 2011JB008942.

9. Prokopiev A., Khudoley A., Egorov A., Gertseva M., Afanasieva E., Sergeenko A., Ershova V., Vasiliev D. Late Cretaceous-Early Cenozoic indicators of continental extension on the Laptev Sea shore (North Verkhoyansk) // 3P Arctic, Stavanger, Norway, October 14-18, 2013. P. 170.

10. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. (2018) Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low temperature thermochronology. Journal of Geodynamics V. 121, P. 155–184.

11. Williamson M.C., Kellet D., Miggins D., Koppers A.A., Oakey G.N., Weis D., Jokat W., Massey E. and Carey R. (2019). Age and Eruptive Style of Volcanic Rocks Dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean, EGU General Assembly 2019, Vienna, 7 April 2019 – 12 April 2019.

# Северо-восточная граница мелового магматизма в Баренцевом море

Одной из особенностей Арктического региона является наличие крупной Высоко-Арктической магматической провинции (в английской аббревиатуре – HALIP). На континентальных окраинах Арктики в пределах HALIP выделяются несколько ареалов распространения позднемезозойского базальтоидного магматизма: Баренцевоморский [6, 11], Арктической Канады [9], северной оконечности Гренландии [12] и архипелага Де-Лонга [4]. Баренцевоморский ареал является крупнейшим [6] и сопоставимым по площади с Центрально-Арктической провинцией распространения базальтоидного магматизма, картируемой по высокоамплитудному аномальному магнитному полю (High Arctic Magnetic High – HAMH) [10].

В пределах Баренцева моря позднемезозойский базальтовый магматизм широко распространен на арх. Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) [6, 10 и ссылки в работах]. Геохронологические данные (К/Аг и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) показывают широкий диапазон проявления магматизма на архипелагах от ~200 до 60 млн лет [5, 6, 10 и ссылки в работах]. По <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировкам выделено 3 магматических этапа: раннеюрский – 196.5–189.1 млн лет, позднеюрский – 158.4–152.6 млн. лет и раннемеловой 138.1–125.2 млн лет [7]. Согласно U/Pb датировкам по циркону и бадделеиту магматизм продолжался в узком интервале с 125 по 122 млн лет, а разброс K/Ar и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar связан с вторичными низкотемпературными изменениями [8], что подтверждается более поздними работами [1, 11].

Проявления позднемезозойского магматизма в осадочном чехле Баренцева моря в виде силлов и даек установлены различными геофизическими исследования и подтверждены данными бурения. В последние годы в связи с накоплением значительных объемов новых высокоразрешающих сейсмических данных выполнены две обобщающие работы, уточнившие ареал распространения магматизма [6, 11] и представившие аргументы в пользу его воздействия на формирование углеводородных месторождений. В целом, представленные в работах контуры распространения магматических тел в осадочном чехле достаточно близки друг к другу, и принципиально отличаются только в северо-восточной части Баренцевоморского

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ВНИГНИ, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> АО «Росгео», Москва, Россия

бассейна. С целью проведения независимой оценки для этого района была выполнена переинтерпретация сейсмических данных МОВ ОГТ 2Д, полученных АО «Севморнефтегеофизика» в 2007–2009 гг. по регулярной сети наблюдений [2] и результатов аэромагнитных съемок. Пластовые интрузии и магмаподводящие каналы отражаются на сейсмических записях в виде специфических контрастных отражающих горизонтов [2, 6, 11]. В пределах площади исследования они распространены в пределах желоба Святой Анны в триасовых и палеозойских отложениях (рис. 1А, Б), а не только в его частях, как это приведено в работах [6, 11], что существенно расширяет общий ареал распространения магматизма. В работе [6] ареал охватывает северную оконечность Новой Земли на основании наблюдений даек габбро-долеритов субширотного простирания, секущих раннекиммерийские складчатые деформации. Вместе с тем, сейсмические данные показывают исчезновение специфических контрастных отражающих горизонтов в области появления складчатости, что служит дополнительным аргументов в пользу не мезозойского, а позднедевонского возраста даек северной оконечности Новой Земли [3].



**Рис. 1.** Реконструкция положения хр. Ломоносова относительно Баренцево-Карской континентальной окраины перед началом спрединга (~ 60 млн. лет)

(А) и пример интерпретации сейсмического профиля СМНГ 140706 (Б) 3ФИ – арх. Земля Франца Иосифа, НЗ – Новая Земля, СЗ – Северная Земля, ЖСА – желоб Св. Анны, КМ – котловина Макарова. 1 – контур НАМН из [10], ареал распространения мелового магматизма: 2 – (данная работа), 3 – [11], 4 – [6], 5 – примерное положение даек габбро-долеритов на севере Новой Земли [3], 6 – положение линии сейсмического профиля СМНГ 140706, 7 – положение специфических контрастных отражающих горизонтов, интерпретируемых как пластовые интрузии и магмаподводящие каналы, в осадочном чехле (вне масштаба) Палеореконструкция положения Баренцевоморского ареала распространения магматизма, выполненная для возраста начала спрединга в Евразийском бассейне (~60 млн лет), показывает его хорошую совместимость с Центрально-Арктическим ареалом распространения базальтоидного магматизма (НАМН), но оставляет открытым вопрос присутствия позднемезозойских магматических тел на хр. Ломоносова, не выделяемых по имеющимся геофизическим данным (сейсмическим и аэромагнитным).

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00440. Частично работа выполнена в рамках научной темы «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» (государственная регистрация № 0135-2019-0076).

#### Литература

1. Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Васюкова Е.А., Михальиов Н.Э. Раннемеловой возраст базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа: соответствие новых <sup>40</sup>Аг/<sup>39</sup>Аг и палеомагнитных данных // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т.493. № 1. С.16–20.

2. Долгунов К.А., Мартиросян В.Н., Васильева Е.А., Сапожников Б.Г. Структурно-тектонические особенности строения и перспективы нефтегазоносности северной части Баренцево-Карского региона // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 70–83.

3. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф. Магматические комплексы островов западного 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. 74–100.

4. *Федоров П. И., Флеров Г. Б., Головин Д. И.* Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666–670.

5. *Пейве А.А.* Сходство и различие мелового магматизма в Арктике // Геотектоника. 2018. № 2. С. 42–57.

6. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и проблема газоносности Восточно-Баренцевского мегабассейна // Арктика: экология и экономика. 2018. № 2(30). С. 94–106. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-2-94-106.

7. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376—382.

8. *Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N.* U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea large igneous province // Geol. Mag. 2013. Vol. 150. P. 1127–1135.

9. *Estrada S., Henjes-Kunst F.*<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // Z. Dtsch. Ges. Geowiss. 2013. Vol. 164. P. 107–130.

10. Oakey G.N., Saltus R.W. Geophysical analysis of the Alpha-Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province // Tectonophysics. 2016. Vol. 691A. P. 65–84.

11. Polteau S., Hendriks B.W., Planke S., Ganerod M., Corfu F., Faleide J.I., Midtkandal I., Svensen H.S., Myklebust R. The Early Morgan Cretaceous Barents Sea Sill Complex: distribution,<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology, and implications for carbon gas formation // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2016. Vol. 441. P. 83–95.

12. *Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinsson S.B., Zhao X., Lo C., Knudsen M.F.* Magmatism and Eurekan deformation in the High Arctic Large Igneous Province: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. Vol. 303. P. 203–214.

## В.С. Захаров<sup>1</sup>, Л.И. Демина<sup>1</sup>, М.Ю. Промыслова<sup>1</sup>

#### Возможные механизмы внедрения офиолитов в земную кору Таймырского орогена: геологические данные и результаты численного моделирования

**Введение.** Основным механизмом становления офиолитов в земной коре в настоящее время считается обдукция – надвигание тектонических пластин, сложенных фрагментами океанической коры, на континентальную окраину. При этом образуется один тектонический контакт, метаморфическая подошва и интровертированная зональность в породах автохтона. Другим механизмом является интродукция – внедрение океанической коры в континентальную. В этом случае имеется два тектонических контакта, а метаморфическим преобразованиям подвергаются как офиолиты, так и вмещающие толщи вблизи обоих контактов. Именно такой механизм мы предполагаем для понимания геологического положения офиолитовых поясов Таймыра.

Цель работы – выявление механизмов становления офиолитов в земной коре Северо-Восточного Таймыра на основе анализа геологических

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

данных и моделирования возможных сценариев, объясняющих наличие фрагментов океанической коры в составе Таймырского коллизионного орогена.

**Геологическое положение и состав офиолитовых поясов Северо-Восточного Таймыра.** В пределах Центрально-Таймырской тектонической зоны Северо-Восточного Таймыра расположены Челюскинский и Становской офиолитовые пояса, расстояние между которыми составляет около 200 км. Их продолжение прослеживается на сотни километров к ЮЗ, где в бассейнах рек Тревожная, Ленивая, Гусиная, Шренк установлены отдельные фрагменты офиолитовой асоциации [1].

Челюскинский офиолитовый пояс протягивается более чем на 70 км от верховьев р. Клязьма до побережья бухты Мод субпараллельно Главному Таймырскому надвигу. В северо-восточной части пояса офиолиты слагают пластину шириной 2–2.5 км, на которую с северо-запада надвинуты вулканиты Мод-Кунарской зоны. В юго-восточном направлении пластина офиолитов надвинута на вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Унгинской зоны [2]. В составе офиолитовой ассоциации развиты метаперидотиты (первичные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты), метагабброиды, толеитовые метабазальты, метадолериты. Турбидиты (преимущественно углеродистые серицит-хлорит-кварцевые сланцы) слагают отдельные тектонические клинья и относятся к образованиям аккреционной призмы. Степень метаморфизма пород не превышает P-T-уровня зеленосланцевой фации. Отличительной особенностью Челюскинского офиолитового пояса является присутствие в его составе плагиогранитов океанического типа [2].

Становской офиолитовый пояс шириной около 1–2 км и длиной 80 км вытянут вдоль долины р. Становая и западного берега залива Фаддея. Он отделен от глубокометаморфизованных толщ Фаддеевского блока разрывами. В его пределах разнообразные по составу и степени метаморфизма породы тесно ассоциируются с линзовидными телами апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, метагаббро, метадолеритов, гранатовых амфиболитов и кварцитов. Становские офиолиты формировались при спрединге в задуговом бассейне, а впоследствии в результате вендской коллизии внедрились по контакту двух отличающихся составом и степенью метаморфизма толщ мезопротерозойского возраста [4].

Офиолитовые пояса Таймыра существенно различаются как по геологическому положению в общей структуре складчатой области, так и по внутреннему строению. Значительные отличия устанавливаются также и в химизме пород. Содержания Ni и Cr в становских метаперидотитах в 2–3 раза выше, чем в челюскинских. Спектры редкоземельных элементов перидотитов Челюскинского пояса слабо дифференцированы и близки к хондритовым, Становского – характеризуются максимумами Nd и Sm, минимумами Eu, как пониженными, так и повышенными относительно хондрита содержаниями тяжелых РЗЭ.

Метабазиты Челюскинского пояса относятся к низкокалиевому ( $K_2O = 0.0-0.35\%$ ), Становского – среднекалиевому ( $K_2O = 0.54-1.26\%$ ) типам. В Становских метабазальтах относительно челюскинских также повышены содержания Rb, Ba и Th, отчетливо проявлена отрицательная Ta-Nb аномалия. Метагаббро Челюскинских офиолитов по составу P3Э и других микроэлементов очень близки к базальтам COX. Только для части пород характерна слабая отрицательная аномалия Nb, которая также может отсутствовать или даже быть положительной. Возможно, что в пределах Челюскинского пояса присутствуют офиолиты, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках: в зоне спрединга открытого океана и над зоной субдукции перед фронтом вулканической островной дуги [5].

Результаты численного геодинамического моделирования. Для исследования возможности интродукции океанической коры нами проведено численное двумерное моделирование [4] с использованием оригинального кода I2VIS для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанного Т.В. Герей с коллегами [6]. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде. Ранее нами применялся этот подход для объяснения соотношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра [3].

Результаты численного моделирования позволяют предложить сценарий, объясняющий наличие фрагментов океанической коры в составе Таймырского орогена. В ходе субдукции океанической коры под континентальную на активной окраине континента формируется аккреционная призма. На финальных этапах субдукции происходит срыв части погружающейся океанической коры, которая внедряется в аккреционную призму. В ходе конвергенции фрагменты океанической коры подвергаются деформации, фрагментации, и затем входят во фронтальную зону формирующегося аккреционного комплекса.

В процессе субдукции океанической коры происходит ее дегидратация. Это вызывает гидратацию и, как следствие, снижение температуры плавления надсубдукционного мантийного клина, включая вышележащую континентальную литосферу, которые вследствие этого подвергаются частичному плавлению. Начинается откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры, а также подъем под активную континентальную окраину горячей частично расплавленной астеносферной мантии, в которой происходит генерации базальтового расплава в значительном объеме. Вследствие этих процессов начинается формирование задугового бассейна шириной 150–200 км с вновь образованной корой океанического типа.

После окончания субдукции и закрытия океанического бассейна начинается стадия континентальной коллизии. В процессе коллизии формируется коллизионный ороген (до 4–5 км в высоту). Затем происходит отрыв слеба, что блокирует силу затягивания, однако коллизия продолжается, поскольку в модели задано условие принудительной конвергенции. В ходе продолжающейся конвергенции в условиях значительных сжимающих горизонтальных напряжений в задуговой области происходит инверсия: задуговый бассейн подвергается сокращению и в итоге закрывается, при этом вновь сформированная кора океанического типа также внедряется в центральную часть коллизионного орогена.

Таким образом, результаты моделирования показывают, что фрагменты океанической коры (офиолиты), внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двоякое происхождение: из первичной океанической коры, внедрившейся в аккреционный комплекс; из вновь образованной коры задугового бассейна, вошедшей при конвергенции в структуру коллизионного орогена.

Ассоциация Челюскинских офиолитов с метаморфизованными флишоидными образованиями аккреционного комплекса, а также их геохимические особенности соответствуют первому сценарию поступления офиолитов в земную кору Таймырского орогена.

Детальный анализ химического состава Становских офиолитов указывает на их формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

Авторы благодарят Т.В. Герю за предоставленный для моделирования программный код. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

#### Литература

1. Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

3. Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.
4. Демина Л. И., Захаров В. С., Промыслова М. Ю. Внедрение Становских офиолитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра по геологическим данным и результатам численного моделирования // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6.

5. Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Особенности строения и состава офиолитовых поясов Таймыра // Современные проблемы динамической геологии. Материалы Всероссийской конференции. М.: Перо, 2021. С. 61–66.

6. *Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 140. P. 293– 318.

## Е.А. Зеленин<sup>1</sup>, Д.М. Бачманов<sup>1</sup>, А.И. Кожурин<sup>2,1</sup>, В.Г. Трифонов<sup>1</sup>

## Аспекты практического использования Базы данных активных разломов Евразии

Активными называются разломы, по которым выявлены признаки тектонических движений в позднем плейстоцене – голоцене, что дает основание ожидать продолжения активности в ближайшем будущем. База данных активных разломов Евразии (БД AFEAD), созданная в Геологическом институте РАН, объединяет и обобщает данные многих исследований в едином формате и к настоящему времени содержит более 45 000 объектов – структурно обособленных сегментов разломов. В 2019 г. авторами было получено Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2019621553 «База данных активных разломов Евразии». БД представлена в открытом доступе на сайте Геологического института РАН, где она снабжена Объяснительной запиской и списком ссылок на источники информации. Структура базы данных и возможности ее применения в геодинамических исследованиях была представлена в серии публикаций [1–3].

За время, прошедшее с момента публикации, коллектив авторов проанализировал реакцию научного сообщества. Опыт публичного доступа к БД AFEAD показывает, что специалисты в смежных с активной разлом-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

ной тектоникой областях могут испытывать затруднения при проведении корректной интерпретации материалов БД. Как правило, эти затруднения связаны со спецификой источников БД, неочевидной при работе с цифровыми данными и заслуживающей дополнительного обсуждения.

В первую очередь, требуется учитывать, что БД – компиляция опубликованных данных множества исследователей. Назначение БД подразумевает четкое разграничение каталогизированных ранее опубликованных данных и экспертного мнения авторов БД, приведенных в группе оценочных атрибутов (табл. 1). Источник данных для каждого объекта приведен в атрибуте AUTH, а полная библиографическая ссылка указана в соответствующем разделе веб-интерфейса БД (http://neotec.ginras.ru/ index/database/references.html). Именно публикации, указанные в атрибуте AUTH, являются первичным источником данных, и они должны быть vказаны в списке источников любого исследования, использующего эти данные. Ссылка на базу данных AFEAD, в свою очередь, уместна при использовании оценочных атрибутов в статистической обработке БД или при анализе БД в форме обобщенного рисунка разломов или обобщенного рисунка разломов некоторой территории. Для отдельных объектов БД ссылки на оценочные атрибуты не рекомендуются. Их достоверность может оказаться весьма низкой, поскольку зависит от активности разлома, а также от качества и согласованности исходных данных (80% объектов БД – с низкой достоверностью активности CONF).

Необходимость введения оценочных атрибутов связана с крайней неоднородностью исходных данных по пространственному охвату и возможности обоснования активности разлома. Ключевым оценочным атрибутом объекта БД является CONF – достоверность выделения разлома как активного. Значения CONF показывают вероятность того, что независимый исследователь согласится с выделением разлома как активного на основании всех опубликованных свидетельств. Это мало формализуемый критерий, который, тем не менее, приводит к довольно четкой связи между значениями CONF и изученностью объекта (табл. 2).

Факт присутствия линии разлома в БД должен быть интерпретирован совместно со значением CONF: только разломы категории достоверности А и В могут быть названы активными без дополнительных обсуждений; достоверность С наиболее точно может быть передана формулировкой «предположительно активный»; разломы достоверности D не имеют достаточных оснований для утверждения об их активности, хоть и формально должны быть включены в БД. Для большинства исследований рассмотрение активных разломов без категории D более предпочтительно, чем рассмотрение категории D наравне с прочими разломами.

Главным преимуществом БД над разрозненными источниками является однородное цифровое представление распространения активных разломов

## Атрибуты БД AFEAD

Атрибут	Группа	Содержание
CONF	<u>Оценочные</u> – определя- ются авторами БД на основании обосновы- вающих атрибутов, максимально формали- зованы для компьютер- ной обработки	Достоверность активности
RATE		Класс по скорости движений по разлому
SENS1		Главная компонента движений по разлому
SENS2		Второстепенная компонента движений по разлому
SIDE		Расположение поднятого крыла
FAULT_NAME	Обосновывающие – перенесены из публи- каций-источников без изменений	Название разлома
ZONE_NAME		Название зоны разломов
PARM		Формализованная запись пара- метров разломов
TEXT		Прочие комментарии в свобод- ной форме
AUTH		Библиографические ссылки на источники

Таблица 2

#### Соответствие параметра достоверности CONF и изученности активного разлома

Зна- чение CONF	Характер обоснованности
A	Активность подтверждена многими инструментальными, исто- рическими или палеосейсмологическими свидетельствами, на разломе известны землетрясения с механизмом, соответствующем кинематике разлома
В	Несомненные деформации рельефа, сейсмичность, однако недав- ние подвижки не документированы
C	Свидетельств недостаточно: отсутствуют деформации рельефа либо сейсмичность
D	Считается активным, однако мнение не обосновано фактическим материалом

и их параметров в масштабе визуализации 1:1 000 000. Таким образом, БД предназначена прежде всего для обзорного и статистического анализа активной разломной тектоники в региональном и континентальном масштабах. Очевидно, что при рассмотрении какой-либо местности с большей детальностью линия объекта БД разлома неизбежно будет отличаться от фактического положения разлома на местности. Для таких детальных работ оптимальным сценарием использования БД будет библиографический поиск и использование наиболее детального из доступных источников, приведенных в поле AUTH.

В общепринятом подходе к изучению активных разломов основанием для первичного выделения объекта является линейная деформация рельефа. Эта деформация является главным образом совокупным эффектом серии сейсмодислокаций, созданных подвижками по разлому. При оценке сейсмической опасности зачастую решается обратная задача – восстановление магнитуд палеоземлетрясений по геометрическим параметрам сейсмодислокаций, прежде всего, по их длине. Однако, протяженность картированных отрезков разломов определяется не только длиной отдельных сейсморазрывов и их соотношением в пространстве, но и сохранностью деформаций в рельефе и их изученностью. Следовательно, недопустимо напрямую связывать протяженность разлома – объекта AFEAD с его сейсмогенерирующим потенциалом. Необходимо исследовать сегментацию разлома.

База данных активных разломов Евразии AFEAD является мощным инструментом для тектонических исследований в региональном и континентальном масштабе за счет однородного нормализованного представления данных из разнородных источников. Однако использование БД в любых исследованиях требует учета степени достоверности объектов БД, а при детальных работах – привлечения первичных источников и всех доступных вспомогательных материалов.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 17-17-01073-п.

#### Литература

1. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314

2. Бачманов Д.М., Зеленин Е.А., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Использование базы данных активных разломов Евразии при решении тектонических задач // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 1–22.

3. Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Database of the Active Faults of Eurasia (AFEAD): Ontology and Design behind the Continental-Scale Dataset // Earth System Science Data Discussions. 2021. https:// doi.org/10.5194/essd-2021-312

## Т.М. Злобина<sup>1</sup>, К.Ю. Мурашов<sup>1</sup>, В.А. Петров<sup>1</sup>, А.А. Котов<sup>1</sup>

## Роль тектоники и сейсмических событий в структурногидродинамической организации рудообразующей системы золоторудного месторождения Ирокинда (СВ Забайкалье)

Месторождение Ирокинда размещено на окраине кратона, в тектоническом блоке (AR–PR<sub>1</sub>), вовлеченном в субдукционно-коллизионные процессы байкальских циклов тектогенеза (~800 и 600 млн лет), вокруг которого формировалось складчато-орогенное сооружение ранних и поздних байкалид и проявлялся синтектонический магматизм, гипабиссальный вулканизм (PR-Pz). Тектоническая позиция над границей конвергенции плит, а также полихронный метаморфизм (зеленосланцевый в PR и гранулитовый в венде) позволяют отнести месторождение к орогенным. Термобарические параметры флюидов, полученные при изучении флюидных включений (ФВ) в золотоносном кварце [7], соответствуют орогенной рудообразующей системе, связанной с магматизмом. Минерализация жил формировалась из магматогенных флюидов при T = 453-320 °C, P = 3.3–1.1 кбар, в интервале глубин 11–13 км; а из метаморфогенных – при T = 384–270 °C, P = 5.0–1.4 кбар в интервале 14–19 км [2, 7]. Прямые измерения изотопного состава углерода в газовых флюидных включениях (ФВ) показали присутствие газов [7], происхождение которых обусловлено процессами коллизионного метаморфизма в зоне субдукции при поглощении океанической коры мантией [2]. Однако, выявлены противоречия между генезисом минеральной системы и сроками геодинамических, метаморфических событий, оторванных по времени на сотни млн лет от периодов поступления флюидов. Возраст серицитов из околорудных березитов Au-O жил, определенный [6] по изотопным соотношениям <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar в газовых фракциях, выделенных при ступенчатом прогреве от 500 до 1200 °С, варьирует – от 387–571 млн лет (жила № 3) до 188–275 млн лет (жила Тулуинская). Вариации возраста рудных жил, отличающегося в разных участках рудного поля на первые сотни млн лет, ставят вопросы

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

о роли тектоники в автономном развитии очагов генерации источников, питающих рудообразующую систему, и в организации путей миграции флюидов из источников в сферу минералообразования.

Тектонические условия, проявления магматизма и сейсмофлюидодинамика. Блок, вмещающий Ирокиндинское рудное поле, ограничен на юге зоной Южно-Муйских глубинных разломов, на западе и востоке – Келяно-Ирокиндинской и Тулдуньской мобильными зонами глубинных разломов. В зонах присдвигового растяжения и сбросов по поперечным перемычкам на изгибах разломов образованы пулл-аппарт структуры (рис. 1а) с объемными камерами декомпрессии на глубине. Они определены в результате 3D-моделирования поверхности по форме прогибов в наложенных кайнозойских впадинах. Тектоническая активность разломов в режимах транспрессии и транстенсии инициировала полихронное затягивание в камеры декомпрессии краевых фаций магматических расплавов различной природы и возраста, при дифференциации которых накапливались рудообразующие флюиды. В пулл-апарте 1.1 накапливались производные габброидного магматизма Муйского и гранитоидного Витимканского (292 млн лет) комплексов; 1.2 – Муйского и гранитоидного гипабиссального Бамбукойского комплексов. В пулл-апартах 2.1 и 2.2 источники флюидов формировались из дифференциатов высокотитанистых плутоногенных габброидных магм Кедровского (735 млн лет) и дифференциатов гранитоидных магм Муйского комплексов. Реконструкция эволюции в PR-Pz тектоно-магматогенных пулл-апарт структурах [3] и полученные новые изотопные данные по источникам флюидов [7] позволили определить общую область питания рудообразующей системы (рис. 1а), ограниченную влиянием очагов генерации флюидов в пулл-апартах серии 1 и серии 2. Ранее выявлено [3, 4], что структура «пальмы», сопряженная с пулл-апарт структурами контролировала в целом образование жильного мегаштокверка, ветвящегося как крона дерева на верхних горизонтах и сходящегося на нижних к 4-м стволам в пулл-апартах. Разработана новая 3D-модель (рис. 1б) очага генерации флюидов в пулл-апарте 1.2. с примыкающим фрагментом структуры «пальмы». В разломы структуры «пальмы» рудоносные флюиды поступали в необычных условиях синрудных деформаций, центроидный механизм которых обусловлен одноосным растяжением (рис. 1в) и схож с механизмом разгрузки очага землетрясения NDC-типа при  $\sigma_3 = \sigma_2 < \sigma_1$ . Реализация деформаций происходила при  $|-\sigma_2| =$  $|+\sigma_3|$  с вращением вокруг  $\sigma_1$  поля напряжений, способного поддерживать перенос флюидов в сферу минералоотложения под давлением в гидродинамической системе, аномально избыточным над литостатическим на 1.79-2.26 кбар [2]. Сейсмическая активность и пульсации флюидов в один и тот же объем разрушающихся пород возобновлялись многократно, при повторяемости землетрясений, согласующейся со сроками периодического

воспроизводства флюидов в очагах их генерации. На повторное раскрытие тектонических нарушений, залеченных ранней Au-Q минерализацией, указывает редко встречающаяся структура «жила в жиле», обнаруженная нами в жиле 3, локализованной в зоне влияния источника из пулл-апарта 1.2. В этой же зоне локализованы крупные жилы 30, 35, Лагерная и др. более мелкие. В жиле 3, имеющей среднюю мощность 0.4–0.5 м, обнаружен раздув до 5 м, образование которого мы связываем с внедрением флюидов, смешанных с большим объемом напорных газов. Значения ( $P_{H_{20}} + P_{raзob}$ )/ $P_{H_{20}} -$  от 11.8 до 57.7 в газ-гидратах ФВ и  $P_{max}$ -5кбар газовых ФВ подтверждают предположение о смешении водно-солевых растворов и свободных газов под большим давлением. Изотопный состав углерода из газовых ФВ ( $\delta^{13}$ C/ $\delta^{12}$ C от -0.6 до +0.7) [7] и  $P_{max}$ -5кбар указывают на ювенильное происхождение газов при декарбонатизации морских извест-



няков. Интерпретация этих данных следующая. Газы, выделявшиеся в процессе декарбонатизации и дегидратации морских известняков (PR<sub>1</sub>) в зоне субдукции при поглощении океанической коры мантией, накапливались в коллекторах аккреционной призмы, где были заперты в условиях длительного сжатия. Землетрясения, фокусирующиеся в зоне Беньофа, с разгрузкой напряжений NDC-типа, вскрывали в постколлизионный период коллекторы призмы, обеспечивали миграцию напорных газов и воды в пулл-апарт структуры под давлением, превышающем литостатическое на 2.3 кбар и смешение с флюидами магматогенного происхождения (см. рис. 16).

**Выводы:** 1. Впервые выделена область гидротермального питания Ирокиндинской рудообразующей системы из автономных полигеннополихронных источников. 2. Очаги генерации источников контролировали тектоно-магматогенные пулл-апарт структуры, а миграцию флюидов в зону минерализации – сопряженные с ними проводящие структуры пальмы. 3. Перенос мантийных газов из зоны субдукции в пулл-апарт структуры и их смешение с магматогенными флюидами под давлением в ги-

Рис. 1. Тектоническая схема (а) области питания Ирокиндинской рудообразующей системы из источников, образованных в тектоно-магматогенных пуллапарт структурах. Разрез 3D-модели (б) пуллапарта 1.2 и миграции из него флюидов в сферу минерализации. На врезке (в) сферограммы деформаций в период поступления флюидов.

(а) 1 – №№ пулл-апарт структур в Келяно-Ирокиндинской (1.1, 1.2), Тулдуньской (2.1, 2.2) мобильных зонах и в системе Южно-Муйских разломов (3.1, 3.2, 3.3); 2 – направление подвижек; 3 – камеры пулл-апартов (ромбы) с очагами (овалы внутри ромба) генерации и смешения флюидов; 4 – область питания системы из пулл-апарта 1.2; 5 – направления сжатия–растяжения.

 $\leftarrow$ 

(б) 6 – гнейсы Киндиканской свиты (AR-?kn), вмещающие жилы; 7 – метатерригенные породы (R–V) мобильной зоны; 8, 9 – магматогенные источники флюидов: 8 – габброиды Муйского плутонического комплекса (PR<sub>1</sub> ms 812±19 млн лет[4]), 9 – гранитоиды Бамбукойской серии (PR<sub>2</sub>bm, 723±4 млн лет [4]) гипабиссального Жанокского вулкано-плутонического комплекса; 10–12 – магматогенные флюиды: 10 – габроидные, 11 – гранитоидные, 12 – смешанные; 13–16 – векторы миграции флюидов: 13 – габроидных, 14 – гранитоидных, 15 – смешанных, 16 – метаморфогенных газов из зоны субдукции; 17 – жилы; 18 – разломы. (в) 19 – выходы на в/псф сетки Шмидта векторов напряжений–деформаций в изолиниях плотности распределения: А(σ<sub>1</sub>) – растяжения, B(σ<sub>2</sub>) – средней, C(σ<sub>3</sub>) – сжатия; 20 – проекции плоскостей проницаемых нарушений; 21 – ориентировки |+σ<sub>3</sub>max| = |-σ<sub>2</sub>max|, лежащих в плоскостях разломов при σ<sub>1</sub> > σ<sub>3</sub> = σ<sub>2</sub>; 22 – ось симметрии системы деформаций; 23 – проекции аппроксимирующих конусов распределения Бингхема

дродинамической системе, аномально избыточном над литостатическим, поддерживали палео-сейсмические события с разгрузкой напряжений NDC-типа в зоне Беньофа. 4. Разработана 3D-модель очага генерации и смешения источников разного генезиса в одном из пулл-апартов и миграции из него флюидов в сферу минерализации.

#### Литература

1.Злобина Т.М., Петров В.А., Мурашов К.Ю., Котов А.В. Влияние сейсмических механизмов деформаций на миграцию флюидов в сфере накопления золоторудных концентраций// Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 1. С. 87–92. DOI: https://doi.org/10.7868/S0205-9614484187-91

2. Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев И.Ю., Котов А.В., Мурашов К.Ю.Особенности функционирования рудообразующих систем орогенных месторождений золота СВ Забайкалья в режиме сейсмотектонической активности // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Тр. к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 111–114.

3. Злобина Т.М., Петров В.А., Мурашов К.Ю., Котов А.В. Модель формирования структуры Ирокиндинского золоторудного узла (С. Бурятия) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1. Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 218–223.

4. *Петров В.А., Веселовский А.В., Мурашов К.Ю.* Моделирование геодинамических объектов в трехмерной ГИС // Геоинформатика. 2015. № 3. С. 32–38.

5. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

6. Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Чернышев И.В., Травин А.В., Коссова С.А., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Плотинская О.Ю., Олейникова Т.И., Садасюк А.С. Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Рb, S, Sr, Nd и данные <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar геохронометрии// Геохимия. 2020. Т. 65. № 11. С. 1059–1079. DOI: 10.31857/S0016752520110059

7. Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M, Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions // Ore Geol. Rev. 2019. V. 111.

## Эпизодичность позднеордовикского вулканизма в ранее не выявленных комплексах позднего ордовика юга Тувы (адырташская свита)

В северо-восточной части Центрально Азиатского складчатого пояса на юге Тувы в строении островодужного раннепалеозойского Таннуольского террейна выделяется система грабенов. Ранее считалось, что данные структуры заполнены терригенным материалом ордовика, в том числе породами адырташской свиты. Стратотип этой свиты, расположенный на правобережье реки Ирбитей, представлен верхнеордовикскими отложениями – преимущественно валунными и разногалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Вулканические породы в разрезе отложений адырташской свиты отсутствуют.

При этом, на основе полевого и петрографического изучения пород адырташской свиты на водоразделе рек Холу и Деспен, в составе разреза этой свиты были обнаружены вулканиты и продукты вулканической деятельности, а также осадочные породы, представленные продуктами местного перемыва подстилающих пород. Надо отметить, что структура, в которой выявлен комплекс вулканогенных пород имеет линейное субширотное простирание протяженностью более 10 км. Здесь наблюдается переслаивание туфопесчаников и вулканитов с несколькими горизонтами (мощностью до 150 м) туфоконгломератов. Повсеместно в разрезе отмечены тела трахитов и базальтов. Все это однозначно указывает на вулканическую природу изучаемой толщи, а не осадочную, что ставит под сомнение принадлежность изученной толщи к породам адырташской свиты. В данной работе мы подробно остановимся на результатах, полученных в процессе проведения U-Pb датирования цирконов методом LA ICP-MS (ЦКП ИГМ СО РАН) вулканогенных пород, опробованных на водоразделе рек Холу и Деспен, относимых на данный момент к адырташской свите позднего ордовика.

Методом U-Pb изотопного датирования цирконов было изучено 7 проб, отобранных в крест простирания грабеновой структуры: матрикс туфоконгломератов (проба AT20-52), туфопесчаники (проба AT20-53 – северовосточная часть грабена, И 22-19 – его юго-западная часть), вулканит (проба AT20-49), гранита из валуна (пробы И1-19, И2-19), риолита из валуна (проба И8-19), туф (проба И14-19). Пробы отобраны в единой по-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

следовательности вулканогенных пород, координаты места отбора проб N50°44'41,74" E93°37'31,25" – N50°44'59,63" E93°37'40,67".

В южной части этой субширотной структуры изучены туфоконгломераты. Матрикс представлен кристаллокластической туфолавой, а многочисленные разноразмерные обломки (до глыбовой размерности) представлены гранитоидами, различными вулканитами и, реже, щелочными магматическими породами с нефелином. В стандартной пробе AT20-52 (1 кг фракции 0.1-0.2 мм), представленной матриксом туфоконгломератов было выделено всего 17 цирконов, для которых были получены конкордантные значения U-Pb возраста (конкордантность выше 90%). Зерна цирконов имеют хорошо выраженную осциляторную зональность и сохранившийся кристаллографический облик. Средневзвешенное значение самой молодой популяции (3 зерна) составляет 445.9±9.0 млн лет и отражает время вулканического события, с которым сопряжено образование изученных туфоконгломератов. При этом все остальные полученные данные возраста цирконов образуют интервал 451-463 млн лет с пиком на 455 млн лет. Это может свидетельствовать о непрерывной вулканической активности в пределах изучаемой грабеновой структуры в этот интервал времени. Присутствуют единичные зерна с возрастом 487, 496 и 507 млн лет. Оценка возраста гранодиоритов из валунов в туфоконгломератах (И1-19 и И2-19) на основе датирования цирконов с осциляторной зональностью позволила ограничить их возраст в 455-457 млн лет. В обеих пробах представлены более древние цирконы с осциляторной зональностью в интервале 460-467 млн лет. Риолит из валуна в туфопесчанике (проба И8-19) на основе датирования 20 цирконов имеет возраст 463 млн лет. Изученные гранодиориты и риолиты из валунов имеют близкие геохимические характеристики. Таким образом, магматические и вулканические породы из обломочной части туфоконгломератов могли образовывать единую вулкано-плутоническую серию с возрастом 455-463 млн лет и спустя 10 млн лет после вывода на эрозионную поверхность и денудацию попасть в виде обломочного материала при вулканическом событии 445 млн лет в состав изученных туфоконгломератов. Возможными источниками этого обломочного материала могли быть вулканиты и гранитоиды, расположенные восточнее в 2 км по реке Деспен [1].

Из стандартной пробы туфопесчаника ниже по разрезу относительно туфоконгломертов (проба И14-19) было выделено всего 7 зерен, для 6 из них были получены конкордантные значения U-Pb возраста. Все зерна имеют хорошо выраженную осциляторную зональность и сохранившийся кристаллографический облик. Средневзвешенное значение основной популяции (5 зерен) составляет 457.1±7.1 млн лет. Присутствует единичное зерно неопротерозоя 937 млн лет. Возраст цирконов основной популяции совпадает с возрастом гранодиоритов из валунов туфоконгломератов. Из горизонта светло-зеленых туфов (проба И22-19) в центральной части вулканической последовательности в стандартной пробе было выделено 13 зерен с хорошо выраженной осциляторной зональностью и сохранившимся кристаллографическим обликом. Средневзвешенное значение самой молодой популяции (9 зерен) составляет 457.6±5.3 млн лет. Присутствуют единичные цирконы 477, 482, 516, 814 млн лет. Полученная оценка возраста туфа согласуется с возрастом туфопесчаников и обломков вулкано-плутонической серии из туфоконгломератов, что позволяет выделить единое вулканическое событие с возрастом 457 млн лет и связанное с ним образование гранодиоритов.

В центральной части последовательности из пробы светло-зеленых вулканитов (проба AT20-49) с флюидальной текстурой было выделено 40 зерен цирконов и для них получены конкордантные значения U-Pb возраста. Зерна цирконов имеют хорошо выраженную осциляторную зональность и сохранившийся кристаллографический облик. Средневзвешенное значение самой молодой популяции (5 зерен) составляет 460.4±7.2 млн лет. Наблюдается непрерывная последовательность возраста цирконов от 457 до 509 млн лет, что указывает на тектоно-магматическую активность в этот промежуток времени и образование более древних цирконов при проявлении более ранних вулкано-магматических процессов в пределах изучаемой структуры. Присутствуют единичные зерна цирконов неопротерозоя и неоархея – 929, 2588 млн лет, соответственно.

В северо-восточной части вулканогенной последовательности на контакте со второй мошной толшей туфоконгломератов (мошность до 60 м) изучены красноцветные туфопесчаники (проба AT20-53), прорванные трахитами (наблюдаемый контакт) и ассоциирующие с покровами миндалекаменных базальтов. Конгломераты по составу обломков и матрикса идентичны описанным выше в юго-западной части последовательности, но с меньшей размерностью обломков. В пробе АТ20-53 было проанализировано 100 зерен цирконов и получено 100 конкордантных значений. Зерна цирконов имеют хорошо выраженную осциляторную зональность и сохранившийся кристаллографический облик. Средневзвешенное значение самой молодой популяции (11 зерен) составляет 444.4±4.7 млн лет и отражает время формирования этого вулканогенного горизонта. Далее наблюдается непрерывная последовательность значений возраста в диапазоне 449-517 млн лет с пиком на 479 млн лет. Два зерна имеют возраст 525 и 537 млн лет. Это является свидетельством длительного этапа тектономагматической активности в пределах изучаемой структуры. Присутствуют ксеногенные цирконы неопротерозоя (8 зерен) в интервале 752-830 и единичные зерна палеопротерозоя и неоархея – 1767, 2078, 2757 млн лет.

На основе проведенных исследований в пределах Таннуольского террейна в субширотной грабеновой структуре изучены породы адыр-

ташской свиты. Установлено, что данные породы имеют вулканогенную, а не осадочную природу, как считалось ранее. Результаты U-Pb датирования позволяют нам выделить вулканическое событие в интервале 444–463 млн лет. На основе результатов U-Pb датирования цирконов стало возможным выделение трех эпизодов вулканической активности. В центральной части структуры находятся наиболее древние вулканиты с возрастом 460 млн лет, которые так же представлены в виде обломков риолитов в более молодых туфоконгломератах. Второй эпизод проявился 455–457 млн лет назад и маркируется горизонтами туфов и туфопесчаников. С этим эпизодом вулканической активности сопряжено формирование гранодиоритов, широко представленных в более молодых туфоконгломератах этой вулканической последовательности. Завершающим эпизодом на границе ордовика и силура (444–445 млн лет) стало образование мощных толщ туфоконгломератов и туфопесчаников.

Установленное в результате проведенных исследований вулканическое событие является одним из проявлений тектоно-магматической активности в пределах юга Тувы. Цирконы во всех изученных пробах образуют практически непрерывную последовательность значений их возраста от 440 до 517 млн лет и свидетельствуют о протекании магмогенерирующих процессов в достаточно длительном интервале времени среднего кембрия и ордовика.

Присутствие единичных цирконов во многих изученных пробах с неоархейским, палеопротерозойским, неопротерозойским и кембрийским возрастом указывают на гетерогенное строение доордовикского фундамента и длительную историю его развития, начиная с неоархея. Данные U-Pb датирования для древних цирконов хорошо согласуются с таковыми, полученными для осадочно-вулканогенных пород шурмакской свиты кембрия [2], расположенных в непосредственной близости от изучаемого разреза в пределах юга Тувы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 20-35-90050.

#### Литература

1. Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals. 2020. Vol. 10. N 56. doi:10.3390/ min10010056

2. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А. Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестник СанктПетербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 702–716. doi.org/10.21638/spbu07.2020.406

#### В.Л. Ильченко<sup>1</sup>

## Признаки современной сейсмотектонической активности на Турьем полуострове (Кандалакшский залив, Белое море)

Турий полуостров находится на северном берегу Кандалакшского залива Белого моря. Геологическая структура Кандалакшского залива – это грабен, который в настоящее время развивается, что выражается в современной сейсмической активности (в Кандалакшской сейсмогенной зоне выделяется >15 объектов повышенной сейсмичности [2]), обусловленной гляциоэвстатическими движениями северо-восточной части Балтийского щита [4]. По данным геоморфологического анализа для Турьего полуострова характерны разломы субширотного, субмеридионального и северо-западного (в меньшей мере) направлений [1].

Наблюдениями на Турьем полуострове было установлено, что многие деревья в лесу (преимущественно хвойных пород: сосна, ель) имеют обломанные вершины (причём не повсеместно). Эти деревья обычно сгруппированы на ограниченных небольших участках и имеют различную в плане геометрическую форму (чаще – это полосы, но встречаются и другие «фигуры»). Подобные явления (участки тайги с обломанными верхушками деревьев) встречаются и во многих других частях Кольского полуострова. Этот факт не имеет внятного (ботанического, геологогеофизического) объяснения. Взгляд на данное явление с точки зрения сейсмотектоники позволяет сделать новые выводы о его природе.

Начнём с того, что в местах проведения взрывных работ на поверхности (проходка канав в твёрдых горных породах или в многолетней мерзлоте с вскрышными целями) равно как и в условиях проведения боевых действий (бомбардировки, артобстрелы), у деревьев, растущих вблизи объектов применения взрывчатки (ВВ), наблюдается тотальное отсутствие верхушек. Подрыв ВВ на земной поверхности вызывает в горном массиве сейсмическую ударную волну, «избирательная геометрия» распростране-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт Кольского НЦ РАН, 184209, Апатиты, Россия

ния которой во многом зависит от сейсмической (упругой) анизотропии этого массива.

Волновые параметры сейсмического события – длина ударной волны, её амплитуда и скорость распространения обусловлены, в основном, мощностью события и упругими свойствами геологической среды, в которой эта волна распространяется. Сейсмические волны от одного источника часто имеют разную скорость в различных направлениях их распространения. Эти вариации также связаны с упругой анизотропией горных пород, которую обусловливает пространственная ориентировка системы трещин. Видимо, та же самая система трещин ограничивает «зону поражения» (облом верхушек) деревьев в лесном массиве.

Бегущая сейсмическая волна (и ударная волна от взрыва) наносит удар по основанию древесного ствола. Этот удар создаёт колебание с распространением его вдоль по стволу, чей диаметр постепенно сокращается с набором высоты. Это сокращение диаметра ствола дерева с высотой – самая важная здесь деталь, так как дерево – в принципе – это аналог хлыста или бича (с максимальным диаметром у рукояти и сходящимся «на нет» концом). Хлыст приводится в действие легким движением руки, держащей его рукоять. Это движение вызывает в хлысте волну, скорость распространения которой нарастает по мере уменьшения диаметра хлыста. В итоге скорость волны на конце хлыста часто приобретает свойство пули (может достигать > 1000 км/ч.). Этот факт приближает к разрешению вопроса об отсутствии верхушек у деревьев под воздействием ударных волн. Поскольку расчёт поведения ударных волн – дело очень сложное, обратимся к способу проведения аналогий.

Например, если приливная волна из океана входит в устье реки, может образоваться новая волна в виде высокой крутой ступеньки, которую называют бором. Бор – это один из примеров ударной волны.

Скорость движения бора:  $v_{\rm E} = \sqrt{gh_1(h_0 + h_1)/2h_0}$  (глубины:  $h_1$  – океана,  $h_0$  – прибрежного мелководья). Так как  $h_1 > h_0$ , то  $v_{\rm E} > v_1 = \sqrt{gh_1} > v_0 = \sqrt{gh_0}$  и бор бежит быстрее, чем любая волна на поверхности воды с глубинами  $h_0$  или  $h_1$ . Увеличение крутизны фронта волны и её опрокидывание превращает гигантский, но безвредный океанский солитон в страшное стихийное бедствие – цунами. Пример ударной волны – взрывной звук, который слышен, когда реактивный самолёт проходит звуковой барьер. Более простой пример – щелчок пастушьего кнута [7].

Таким образом, явление облома верхушек деревьев имеет солитонную природу и, по подобию описания бора, вариации скорости перемещения по древесному стволу данного солитона ( $v_c$ ) можно описать формулой:  $v_c = \sqrt{gr_1(h_0 + h_1)/2r_0}$  (радиус дерева:  $r_1$  – у корня,  $r_0$  – на вершине).

Поскольку известно, что никаких боевых действий и геологоразведочных взрывов на Турьем полуострове, по меньшей мере в последние 50 лет,

не проводилось, источником поверхностных ударных волн в этом районе может быть только природная сейсмичность.

Как известно, большинство очагов землетрясений приурочено к разломам, которые маркируют границы блоков земной коры различной иерархии. Очаги наиболее сильных событий обычно привязаны к пересечениям границ этих блоков [6]. В дизъюнктивной тектонике ведущая (рельефообразующая) роль принадлежит зонам глубинных разломов. На Кольском полуострове, геоморфологическим анализом земной поверхности, выделено ≥37 главных глубинных разломов [3].

Геологическая изученность дна акватории Белого моря до последнего времени оставалась довольно слабой и только в последние годы здесь выполнены комплексные геофизические исследования [8], благодаря чему выявлены системы главных разломов, ориентированных, в основном, в северо-западном (Кандалакшско-Онежский) и северо-восточном (Зимнегорский) направлениях. Считается, будто заложение Кандалакшско-Онежской системы грабенов произошло в обстановке растяжения земной коры в конце раннего протерозоя [5].

Летом 2021 года (конец июля – начало августа), на Турьем полуострове проводились полевые работы (с целью доизучения местных карбонатитовых интрузий). Кроме того, т.к. этого было трудно не заметить, были проведены геоморфологические наблюдения земной поверхности вдоль береговой полосы (в зоне отлива) на участке Кужручей-Хямручей (ЮЗ берег Турьего полуострова). Высота прилива здесь достигает ≈2 м. Ширина приливно-отливной зоны варьирует по латерали от первых метров до ≈100 и более метров. На вдольбереговой полосе морского дна, в отлив, выделяются прямолинейные контрастные образования – гряды или полосы шириной 5-7 м и высотой 0.5-1 м из грубообломочного (в основном плохоокатанного) материала (отдельные глыбы имеют размеры 1.5-2 м). Эти гряды в плане образуют «сетку» из ромбических фигур с длиной стороны ≈100 м. Гряды ориентированы в широтном (≈270°) и северо-западном (≈320–325°) направлениях. Поверхность морского дна внутри ромбических «ячеек», образованных пересечениями гряд выполнена преимущественно хорошо окатанным валунно-галечно-гравийным и песчаным материалом. Продолжения гряд на суше проследить не удаётся, поскольку почти сразу от верхней границы приливной области (чьи плавные очертания совершенно не совпадают по конфигурации с «грядовыми») валунно-галечные отложения пляжа сменяются моренными, вдобавок заросшими густым еловым лесом.

Приведенная информация указывает на современную сейсмотектоническую активность разломов северо-западного и субширотного направлений в прибрежной зоне Турьего полуострова и, по-видимому, в Кандалакшском грабене, в целом. По-видимому, если найти способ определять время обламывания вершин деревьев, то его можно использовать для реконструкции хронологии сейсмических событий.

Публикаций, где бы говорилось об использовании участков леса с обломанными верхушками деревьев и зон морского отлива с целью проведения сейсмотектонических наблюдений, на свете существует не так уж много (по крайней мере, автору такие работы неизвестны) и, значит, вышеприведённую работу можно рассматривать как некоторым образом пионерскую.

Исследование выполнено в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № FMEZ-2022-0025.

#### Литература

1. Горбунов Г.И., Бельков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. С. 83–87.

2. Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б. Новейший этап развития Беломорской котловины // Докл. РАН. 2016. Т. 471. №4. С. 450–454.

3. Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.

4. Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д. Послеледниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. / Под ред. академика Ф.П.Митрофанова. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН. 2005. С. 15–25.

5. Моралев В.М., Балуев А.С., Терехов Е.Н. Геодинамика главных этапов эволюции внутриплатформенной рифтовой системы Белого моря / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8-й международной конференции. Петрозаводск. Карельский НЦ РАН, 2002. С. 168-169.

6. *Рогожин Е.А.* Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. http://eos.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje99029/rje99029.htm

7. *Филиппов А.Т.* Многоликий солитон. – 2-е изд. перераб. и доп. – М. Наука. Гл. ред физ.-мат. лит., 1990. – 288 с. – (Б-чка «Квант», вып 48). ISBN 5-02-014405-3

8. Шаров Н.В., Журавлев В.А. Строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий. //Арктика: экология и экономика. 2019. №3 (35).

## Построение геофизической модели земной коры и выделение перспективных на поиски углеводородов региональных структур в районе залива Шелихова (Охотское море)

Охотоморская плита, на который расположен участок работ, состоит из мозаики тектонических блоков, которые сформировались в позднем мелу и были перекрыты кайнозойской толщей. Тектоническое раскалывание в палеоцене—эоцене Центрально-Охотского блока привело к формированию впадины Тинро и Шелиховского грабена. Кора Центрально-Охотского поднятия – континентальная [1].

Согласно литературным данным [3] верхняя кора («гранитный слой») региона характеризуется плотностями 2.65-2.89 г/см<sup>3</sup>. Особенностью верхней коры прогибов является плавный, без скачкообразного изменения физических свойств переход осадочного слоя в «гранитный». Можно предположить, что верхняя часть слоя образована за счёт уплотнения и частичного метаморфизма верхнемеловых и, возможно, некоторого объема нижнекайнозойских отложений. В зонах некоторых литосферных разломов слой интенсивно насыщен магнитоактивными телами. Верхняя часть «гранитного» слоя, мощностью в 2-3 км, в пределах наиболее погруженных прогибов обладает анизотропией физических свойств, характерной для трещиноватых сред. По результатам анализа потенциальных полей и их составляющих была составлена схема предполагаемых дизьюнктивов, среди которых выделяются две группы разломов с преобладанием северовосточного простирания (субмеридионального) – разрывные нарушения 1-й группы и северо-западного простирания – разрывные нарушения 2-й группы.

Тектоническая активность района проявилась в большом количестве разрывных нарушений, как фундамента, так и осадочной толщи. Эта сложная картина строения участка хорошо отражается в гравитационном и магнитном полях.

Для более детального разделения аномалий по глубинам их сингулярного источника производились дополнительные вычисления по методу «особых точек» по методике «Werner deconvolution» [7]. Расчёты

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

глубин залегания верхних кромок магнитоактивных источников (МАИ) проведены в программном модуле Werner.gx [PDepth, 2008], входящем в состав ПО G-OM. Расчеты производились на основе профильных данных, содержащих в себе гораздо больше информации о высокочастотных составляющих АМП и АГП. В основу построения плотностных разрезов было положено гравитационное (плотностное) моделирование, в рамках которого выполнялось решение обратной задачи гравиразведки для семи выбранных сейсмических разрезов. Плотностное моделирование осуществлялось с использованием модуля GM-SYS ПО Geosoft Oasis Montaj (G-OM). С целью осуществления прогноза вещественного состава блоков фундамента на основе цифровых моделей АМП и АГП, созданных на предыдущих этапах, были рассчитаны модели распределения параметров пород верхней части консолидированной коры: плотности и эффективной магнитной восприимчивости. Сопоставление полученных распределений физических свойств горных пород поверхности подошвы осадочного чехла с результатами ранее проведенного районирования потенциальных полей позволило охарактеризовать петрографические неоднородности ранее выделенных блоков геологического разреза.

На исследуемом участке работ породы нижней части верхней коры характеризуются большим разбросом значений эффективной плотности -1138–3672 ед. микро СГС и умеренным разбросом значений эффективной магнитной восприимчивости 2.63–2.87 г/см<sup>3</sup>. Верхний слой коры сложен, вероятнее всего, породами кислого и среднего состава. Возраст драгированных пород (вулканитов, гранитов, зеленых сланцев) в северной части Охотского моря включает породы верхнего мела и нижнего палеогена, которые могут относится к верхней части консолидированной коры [3, 5]. Верхний слой коры, несомненно, сложен кислыми породами, а нижний, возможно, пропитан основными выплавками [4].

Породы аномального региона I характеризуются как относительно пониженными значениями плотностей, так и повышенными (до 2.87 г/см<sup>3</sup>). Максимальные значения эффективной плотности (2.87 г/см<sup>3</sup>) наблюдаются по периметру границ аномальных регионов I и II, и предположительно связаны со степенью вторичной переработки вещества. По литературным данным [3] верхняя часть верхней коры может быть образована за счёт уплотнения и частичного метаморфизма верхнемеловых и, возможно, нижнекайнозойских пород. В аномальном районе I-1 наблюдается изометричная структура, в которой плотность увеличивается от центра к периферии – от 2.69 до 2.73 г/см<sup>3</sup>. Наименее плотные породы связаны с аномальными районами II-2 и II-3, плотность изменяется от 2.63 до 2.69 г/см<sup>3</sup>, такие структуры вытянуты в северном и северо-восточном направлении. Такие плотности для данного региона характерны для кислых пород. Различие плотностей может быть связано со степенью метаморфизма.

Эффективная магнитная восприимчивость аномального региона I характеризуется широким разбросом значений. Выделяются отдельные структуры, преимущественно на юге региона, для которых характерны положительные значения. Отрицательные значения эффективной плотности характерны в большей степени для северной части региона, наблюдается отчетливая корреляция распространения пород с отрицательными значениями эффективной магнитной восприимчивости по границе между аномальными регионами, что можно также связать с большей степенью вторичной переработки по поверхностям разрывных нарушений.

Аномальному региону II отвечают породы с наименьшими значениями эффективной плотности относительно аномального региона I. Некоторые границы между аномальными областями (между II-1 и II-2b) и районами (между II-2а и II-2b) характеризуются сменой значений эффективных плотностей, что также можно связать с различием пород (степени метаморфизма пород), слагающих данные структурные элементы. Наименее плотные породы – 2.63–2.69 г/см<sup>3</sup> характерны для северной части аномального района II-2b.

Значения эффективной магнитной восприимчивости изменяются в широком диапазоне от -1138 до 3672 ед. микро СГС. Для каждой аномальной области или района характерна своя картина распределения значений. Так, например, в аномальной области II-1 распространены, в основном, породы с отрицательными значениями эффективной магнитной восприимчивости. Аномальный район II-2a, напротив, характеризуется положительными значениями магнитной восприимчивости. Для аномального района II-2b характерен широкий разброс значений. Различия значений эффективной магнитной восприимчивости может быть связано с наличием интрузивных пород в верхней части консолидированной коры.

#### Литература

1. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Геодинамическая эволюция литосферы Охотоморского региона по геофизическим данным // Физика Земли. 2006. № 6. С. 47–59.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Ред. Б.А. Марковский, О.И. Супруненко. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист О-57 – Палана. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 296 с.

3. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. Авторы: Богданов Н.А, Хаин В.Е., Авдейко Г.П., Берлин Ю.М., Богданов Н.А. и др. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

4. Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Гонтовая Л.И., Павленкова Г.А. Глубинное строение и геодинамика Охотоморского региона // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 70–82.

5. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33–44.

6. *Харахинов В.В.* Геодинамические условия нефтегазоносности Охотоморского региона // Геология нефти и газа. 2018. № 2. С. 25–39.

7. *Werner S*. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies // Sveriges Geologiska Undersok. 1953. Ser. C.C. Arsbok 43. N 6.

## **В.И. Кафтан**<sup>1</sup>, М.В. Родкин<sup>2</sup>

## Эволюция магматических очагов по данным геодезических наблюдений

Интенсивное развитие геодезических сетей постоянно действующих станций наблюдений глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) на протяжении последних десятилетий позволяет осуществлять непрерывный мониторинг движений и деформаций земной коры в сейсмоактивных областях и районах активного вулканизма, представляя тем самым важнейшую информацию прогностического характера. Недавние исследования деформаций земной коры о-ва Сицилия [2] на интервале около 7 лет с временным разрешением одни сутки позволили уточнить представления о современном тектоническом режиме района вулкана Этны и специфике его вулканического процесса (рис. 1). Наибольший интерес представили сильные экстремумы горизонтальных растяжений, выявляемые в центральной части вулканической постройки и на шельфе восточного побережья Сицилии, на значительном удалении от активных кратеров вулкана. Растяжения в кратерной области вулкана коррелируют с развитием здесь же восходящих движений, которому как бы предшествуют деформации растяжения, что может рассматриваться в качестве указания на их первичность по отношению к вертикальным. Полученные результаты продемонстрировали перспективность исследований деформаций земной поверхности с использованием GPS наблюдений на территориях

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геофизический центр РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт теории прогноза землетрясений РАН, Москва, Россия



**Рис. 1.** Распределение горизонтальных деформаций дилатации в окрестности вулкана Этна, накопленных на протяжении около 7 лет. Пунктир – границы береговой линии о-ва Сицилия и Калабрии. Сплошные серые линии – главные тектонические элементы. Черные точки – слабые землетрясения МЗ-4. Сечение изолиний дилатации равно 0.05\*10<sup>-5</sup>

проявления активного вулканизма в более широких пространственновременных масштабах, чем в непосредственной близости от областей и эпизодов развития магматических экструзий.

Полученные результаты побудили провести аналогичный анализ данных геодезических измерений в районах вулканов Толбачик и Карымский (п-ов Камчатка). В 70–80-е годы прошлого столетия в районах вулканов Камчатки государственной геодезической службой были созданы крупномасштабные геодинамические полигоны (ГДП), на которых проводились эпизодические измерения с целью определения движений и деформаций земной коры в районах активных вулканов.

Два геодинамических полигона (Толбачинский и Карымский ГДП) были охвачены повторными линейно-угловыми точными геодезическими наблюдениями, осуществленными до и после соответствующих вулканических извержений (рис. 2) [1, 3, 6].

б

г



1981 - 1983



1976 - 1977

1977 - 1985



1983 - 1988

Рис. 2. Эволюция деформации дилатации по данным [3, 6]. Изолинии деформаций представлены с интервалом сечения 10<sup>-6</sup>. Места будущих извержений показаны стрелками



На рис. 2 а, б представлены результаты определения деформации дилатации, накопленной за 6 и 4 лет на момент соответствующих Карымского и Большого трещинного Толбачинского извержений 1981 и 1976 гг. Таким образом были зафиксированы критические уровни деформации. Через два и один год после соответствующих извержений на полигонах были определены деформации релаксации земной коры после снятия критических напряжений (рис. 2 в, г). Эти наблюдения продемонстрировали деформации сжатия в местах их растяжений, способствующих ранее предшествующим экструзиям. На интервалах 5 и 7 последующих лет на ГДП были выполнены повторные геодезические измерения. Результаты (рис. 2 д, е) продемонстрировали очевидные аномальные деформации растяжения в местах будущих извержений 1996 и 2012–2013 гг., описанных, например, в [4, 5], за 8 и 27 лет до их реализации соответственно. Примечательно, что извержения в Карымском вулканическом центре произошли сразу за мощным роем вулкано-тектонических землетрясений, сильнейшее из которых имело магнитуду М 6.9. Это убедительно свидетельствует об эффективности геодезического мониторинга на обширных территориях в окрестностях активных вулканов. Возвращение к геодезическим наблюдениям прошлого столетия позволило обнаружить явные прогностические признаки определения мест будущих извержений по геодезическим наблюдениям за дилатацией земной поверхности (рис. 2 д, е). За годы – первые десятилетия извержениям предшествовали значения дилатации растяжения порядка 10<sup>-5</sup>.

Результаты исследования демонстрируют высокую эффективность повторных и непрерывных геодезических наблюдений в районах активного вулканизма.

#### Литература

1. *Кафтан В.И*. Анализ тригонометрического нивелирования в районе вулкана Толбачик // Геодезия и картография. 1991. № 1. С. 32–36.

2. Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 14–24. https://doi.org/10.31857/S0203-03062019114-24

3. *Магуськин М.А., Шароглазова Г.А.* Деформации земной поверхности Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 90–110.

4. Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А., Озеров А.Ю., Магуськин М.А., Двигало В.Н., Андреев В.И., Иванов В.В., Карташева Л.А., Марков И.А. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38–71.

5. Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А., Белоусов А.Б., Демянчук Ю.В. Извержения вулканов северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3–19. DOI: 10.31857/S0203030620010058

6. Энман С.В. Приповерхностные напряжения и деформации в районе Большого Толбачинского трещинного извержения 1975–1976 гг. на Камчатке // Комплексные геодинамические полигоны. М., 1984. С. 123–127.

## Стадии формирования раннепротерозойской нижней коры в Бумбугерском блоке Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса

Байдарикский террейн представляет собой гетерогенную структуру, в которой представлены ранне- и позднедокембрийские кристаллические комплексы. Раннедокембрийские комплексы установлены только в его северо-западной части и отнесены нами к самостоятельному Бумбугерскому блоку. В этом блоке представлены породы, испытавшие метаморфические преобразования в архее и раннем протерозое, отнесенные нами к двум комплексам: байдарагинскому и бумбугерскому. Для тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса U-Pb методом по цирконам была получена оценка возраста 2646±45 млн лет, которая рассматривалась как возраст расплава архейского тоналит-трондьемитового комплекса [5]. Оценка возраста метаморфизма 2514±23 млн лет, была получена по метаморфогенным цирконам, имеющим геохимичекую специфику, характерную для гранулитовой фации [3, 5]. В обоих комплексах становление структур и региональный метаморфизм амфиболитовой фации определялись синметаморфическими гранатовыми и гиперстен-гранатовыми чарнокитоидами с возрастом 1854±5 млн лет, а его завершение фиксируют субщелочные граниты с возрастом 1825±5 млн лет [5].

В восточной части Бумбугерского блока установлен массив синметаморфических эндербитов с возрастом 2364±6 млн лет [1, 4]. На рубеже около 1855 млн лет данные эндербиты были рассланцованы в условиях амфиболитовой фации совместно с вмещающими их породами гранулитовой фации бумбугерского комплекса. В отдельных частях массива и вмещающих породах, сохранилась более ранняя кристаллизационная сланцеватость по гиперстену; то есть кристаллизация расплава и затем наложение сланцеватости происходили в условиях гранулитовой фации около 2360–2370 млн лет назад [1, 5]. Верхнюю возрастную границу формирования толщ бумбугерского комплекса определяют эндербиты с возрастом 2364±6 млн лет. Сочленение пород бумбугерского и байдарагинского комплексов происходило после внедрения эндербитов около 1855 млн лет назад. Для метатерригенных гранатовых гнейсов бумбугер-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

ского комплекса преобладающими в цирконах являются ядра, среднее значение возраста которых 2501±33 млрд лет [3]. То есть, накопление терригенных пород бумбугерского комплекса происходило в интервале 2500-2365 млн лет, а их источниками могли быть породы байдарагинского комплекса, метаморфизованные около 2500 млн лет. Для бумбугерского комплекса Nd модельный возраст в источниках метавулканитов и метаосадков составляет 3.0-3.2 млрд лет. для плагиогнейсов байдарагинского комплекса – 3.1–3.3 млрд лет [2]. В целом, на современном эрозионном срезе в Бумбугерском блоке фиксируется проявление регионального метаморфизма гранулитовой фации с возрастами: в архейском байдарагинском комплексе ~2550 млн лет, в раннепротерозойском бумбугерском – ~2365 млн лет; и в обоих комплексах наложенный метаморфизм амфиболитовой фации с возрастом в интервале 1855–1850 млн лет. В синметаморфических гиперстен-гранатовых чарнокитоидах с возрастом 1854±5 млн лет были установлены ксенолиты гранулитов, (гранатгиперстеновые гнейсы, двупироксеновыми сланцы основного состава), которые ранее рассматривались как ксенолиты вмещающих архейских метаморфических пород [2]. Формирование расплавов данных чарнокитоидов и последующая кристаллизация происходили в условиях гранулитовой фации, то есть на уровне нижней коры. При подъеме чарнокитоидов до уровня амфиболитовой фации в них формировалась кристаллизационная сланцеватость, выраженная роговой обманкой и/или биотитом. Первичные минералы замещались минералами амфиболитовой фации (биотитом, амфиболом, мусковитом), гранат в них сохранялся в реликтах. Однако, для представленных в них ксенолитов гранулитов основного состава была получена оценка возраста 1850±4 млн лет [6]. Эти ксенолиты можно рассматривать как возникшие из обогащенного мантийного источника с незначительной контаминацией коровым материалом. То есть на рубеже около 1855 млн лет происходили метаморфизм, образование расплава чарнокитоидов, их кристаллизация и перемещение на уровень амфиболитовой фации вместе с тектоническими пластинами толщ вмещающих пород (слайд-структуры). Дальнейшие исследования раннепротерозойких (1854±5 млн лет) чарнокитоидов в бумбугерском комплексе Байдарикского террейна показали наряду с ксенолитами с возрастом 1850±4 млн лет присутствие в них более древних ксенолитов двупироксеновых диоритов (эндербитов) с возрастом 2413±12 млн лет, в которых не проявлено рассланцевание в условиях амфиболитовой фации и более ранней гранулитовой фации, установленных в массиве эндербитов с возрастом 2364±6 млн лет. Проявление метаморфизма гранулитовой фации в породах байдарагинского комплекса отражает переход от условий верхней коры к нижней. Выведение гранулитов на уровень амфиболитовой фации коррелируется с метаморфизмом с возрастом около 1855 млн лет,

в ходе которого данные гранулиты частично перемещались на уровень верхней коры. Таким образом в интервале 1850–1860 млн лет происходило формирование расплава и кристаллизация чарнокитов с возрастом 1854±5 млн лет, которые выносят ксенолиты гранулитов практически одинакового с ними возраста (1850±4 млн лет) и эндебитов с возрастом 2413±12 млн лет более ранней стадии образования нижней коры. В этот же период метаморфические породы нижней коры уровня гранулитовой фации разного возраста (~2365 и ~1855 млн лет) были перемещены на уровень амфиболитовой фации.

По петрохимическим характеристикам породные ассоциации бумбугерского комплекса характерны для рифтогенных структур континентов с достаточно мощной сиалической корой и их накопление происходило в интервале около 2.55-2.36 млрд лет, а источником могли быть метаморфизованные в интервале 2500-2550 млн лет гнейсы до уровня гранулитовой фации байдарагинского комплекса [2, 3]. Таким образом для пород бумбугерского комплекса метаморфизм гранулитовой фации на рубеже около 2365 млн лет происходил при переходе от условий верхней коры к нижней. Наличие среди ксенолитов в чарнокитоидах пород основного состава свидетельствует о поступлении в область формирования нижней коры расплава мантийного происхождения и его смешение с коровым материалом [2, 6]. Кристаллизация эндербитов из ксенолита с возрастом 2413±12 млн лет происходила на уровне гранулитовой фации в статическом режиме – на уровне нижней коры. Более поздние же эндербиты с возрастом 2364±6 млн лет формировались как синметаморфические. Установленное присутствие в участке неизмененных гранат-гиперстеровых чарнокитоидов ксенолита более древнего эндербита (2413±12 млн лет), ассоцирующего с многочисленными ксенолитами метабазитов основного состава (гранулитов), дало основание для рассмотрения еще более ранней стадии формирования нижней коры – около 2410–2420 млн лет. При этом ксенолиты гранулитов основного состава, с возрастом 1850±4 млн лет были метаморфизованы при 800±27 °С и 6.8±0.6 кбар практически одновременно с кристаллизацией чарнокитоидов [6]. Присутствие разновозрастных ксенолитов в расплаве чарнокитов с возрастом 1854±5 млн лет позволяет предполагать их близкое положение ко времени образования вмещающего их расплава. Синметаморфические чарнокитоиды кристаллизовались из расплава, полученного при смешении архейского и раннепротерозойского источников нижней коры. В результате они имеют значения модельного возраста Nd ~2500 млн лет [2]. Следует отметить, что в породообразующих минералах гранатовых чарнокитоидов температура гомогенизации расплавных включений определена в 1100-1200 °C, а кристаллизация происходила на уровне амфиболитовой фации – 700 °C и 5-6 кбар [2]. То есть, мантийные расплавы основного состава поступали в нижнюю кору и вызывали метаморфизм, мигматизацию и анатексис. В результате сформированные расплавы представляли собой смеси мантийных и коровых источников. Присутствие в гнейсах бумбугерского комплекса детритовых цирконов с возрастом около 2500 млн лет [3] показывает, что породы архейской нижней коры эродируются (до уровня гранулитовой фации) и затем становятся источниками для раннепротерозойской верхней, которая затем снова переходит на уровень нижней коры. В свою очередь породы нижней коры архея и раннего протерозоя входят в состав источников терригенных пород и коровых гранитоидов неопротерозоя и фанерозоя.

В целом полученные результаты геолого-геохронологических исследований Бумбугерского блока Байдарикского террейна фиксируют в его развитии две стадии формирования раннепротерозойской нижней коры в интервалах около 2410–2360 и 1850–1860 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00297) и в рамках темы ИГГД РАН НИР FMNU-2019-0005, определение U-Pb возраста цирконов проведено по госзаданию ГЕОХИ РАН.

#### Литература

1. Бибикова Е.В., Байкова В.С., Гороховский Б.М. и др. Раннепротерозойский рубеж докембрия Байдарикского блока Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 57–62.

2. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.

3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang Т. и др., Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.

4. Котов А.Б., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Продолжительность эпизодов регионального метаморфизма в областях полициклического развития эндогенных процессов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 622–631.

5. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса / Отв. ред. И.К. Козаков. С-Пб.: Наука, 1993. 266 с.

6. *Kröner A., Kovach V., Kozakov I. et al.* Granulites and Palaeoproterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 145. Pt. B. P. 393–407.

## Результаты U-Pb датирования позднедокембрийских осадочных пород бакырлинской свиты Большого Каратау

Хребет Большой Каратау расположен в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который включает палеозойские орогенные системы Казахского нагорья, Тянь-Шаня и северо-западного Китая. В пределах западной части ЦАСП широко представлены докембрийские континентальные блоки. Они обнажаются в отдельных областях, образуя С-образную цепь, простирающуюся от Казахстана до северозапада Китая. К их числу можно отнести Кокчетавский, Улутауский, Актау-Моинтинский, Чуйско-Кендыктасский, Каратау-Джебаглинский, Каратау-Таласский, Иссыкульский, Илийский, Китайский Центрально-Тяньшанский. Одним из наименее изученных блоков является Каратау-Джебаглинский. В настоящее время для этого блока имеются следующие единичные геохронологические данные. Получена оценка возраста сиенитов Каратау-Джебаглинского массива на основе датирования цирконов – 717±4 млн лет [1]. Также получены данные U-Pb датирования обломочных цирконов ранской свиты, определяющие ее возраст не древнее, чем 700-720 млн лет. Ранская свита может отвечать по возрасту верхней части малокаройской серии, и при этом оба стратона имеют скорее позднерифейский, чем вендский возраст [2].

В данной работе представлены данные U-Pb датирования цирконов вулканокластических пород бакырлинской свиты, являющейся наиболее древней в осадочной последовательности Каратау-Джебаглинского тектонического блока и распространенной в пределах хребта Большой Каратау. Цель работы заключается в установлении временного интервала формирования пород бакырлинской свиты и состава и возраста пород, послуживших источниками сноса.

Внутреннее строение цирконов было изучено на сканирующих катодолюминесцентных микроскопах LEO 1430 VP приставкой Detectoe Centaurus, датирование проводилось методом LA-SF-ICP-MS на массспектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск).

Во время полевых работ в карбонатных отложениях бакырлинской свиты был установлен горизонт мощностью около 60 м вулканомиктовых

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

песчаников и туфов. Для U-Pb датирования были отобраны две пробы: К 285/19 и К 286/19 (N 44°18'55.3", Е 067°43'36.0").

Литокристаллокластический туф (проба К 286/19) представлен неравномернозернистой, несортированной породой зеленого цвета. В этой пробе было проанализировано 100 зерен цирконов, 99 из которых имеют конкордатные значения. Самая молодая популяция в данной выборке (11 зерен) имеет неопротерозойский возраст 755–787 млн лет с пиком на 774 млн лет. Для них характерна хорошо выраженная осцилляторная зональность, указывающая на их магматическое происхождение. Имеются единичные зерна с возрастом в интервале 840-847 млн лет (4 зерна). Есть 3 зерна с возрастом 872-874 млн лет. Популяция из 9 зерен образовалась в позднем мезопротерозое в интервале 1.0-1.3 млрд лет и характеризуется различными структурными особенностями. Наиболее представительная популяция образована цирконами палеопротерозойского возраста в диапазоне 2035-2043 млн лет. Во многих случаях этот возраст получен в метаморфической кайме, ядра этих цирконов имеют более древний возраст. Имеется 8 зерен в возрастном диапазоне 2.45–2.48 млрд лет, для которых также характерны метаморфические структуры (ядро-кайма). Также присутствуют 10 зерен неоархейского возраста 2500, 2501, 2519, 2592, 2597, 2610, 2654, 2681, 2762, 2777 млн лет и 2 зерна мезоархейского возраста 2915, 2945 млн лет.

В нижележащих туфопесчаниках (проба К 285/19) с неясно выраженной слоистостью проанализировано 100 зерен цирконов, 99 из которых имеют конкордатные значения. Преобладающее количество изученных зерен цирконов имеют не окатанную, часто хорошо сохранившуюся форму кристаллов. Самая молодая популяция в данной выборке (6 зерен) имеет неопротерозойский возраст в диапазоне 745-788 млн лет с пиком на 779 млн лет. Для данных зерен характерна хорошо выраженная зональность роста, что является одним из типичных признаков магматического циркона. Есть 3 зерна с возрастом 845 млн лет. Вторая популяция цирконов (5 зерен) имеет возрастной диапазон 850-859 млн лет. Данные зерна характеризуются хорошо выраженной осцилляторной зональностью и отсутствием окатанности. Есть 4 зерна с мезопротерозойским возрастом 1.01–1.06 млрд лет. Также есть единичные зерна с возрастом 1.53, 1.59, 1.82 и 1.88 млрд лет. Следующая популяция цирконов (14 зерен) имеет палеопротерозойский возраст 2.01-2.04 млрд лет. В большинстве случаев зерна цирконов имеют метаморфическую кайму, для которой и определен возраст в этом возрастном интервале. Есть 4 зерна с возрастом 2.3 млрд лет. Четвертая популяция цирконов (11 зерен) имеет возрастной диапазон 2.44–2.48 млрд лет. В большинстве случаев зерна цирконов имеют метаморфическую кайму. Есть 6 зерен в возрастном диапазоне 2.53-2.58 млрд лет. Также присутствуют 13 зерен неоархейского возраста 2509, 2526, 2533 2542, 2555, 2560, 2588, 2604, 2615, 2627, 2636, 2670, 2705 млрд лет и 2 зерна мезоархейского возраста 2917, 3056 млн лет. Для двух зерен возраст 2491–2497 получен для метаморфической каймы.

В результате анализа полученных данных U-Pb датирования цирконов можно прийти к выводу, что возраст синосадочного вулканизма составляет 758 млн лет (5 зерн наиболее молодой популяции). В целом, популяция неопротерозойских цирконов достаточно представительная, в основном все зерна имеют магматическую природу с пиком на 780 млн лет. Наиболее представлены в изученных пробах цирконы многочисленной популяции, которые имеют палеопротерозойский возраст с пиком на 2040 млн лет. Кристаллы цирконов данной популяции в обоих пробах во многих случаях имеют метаморфические структуры, для которых характерно присутствие в структуре зерна древнего ядра и более поздней метаморфической каймы. Во всех случаях в данной популяции цирконов, возраст каймы имеет возраст 2.01-2.06 млрд лет и отражает метаморфический этап развития древнего континентального блока. Также о метаморфическом генезисе может свидетельствовать наличие метаморфической каймы у кристаллов цирконов. Оценки возраста цирконов данной популяции в большинстве случаев получены датированием метаморфической каймы, что позволяет сделать вывод о возрасте метаморфического события, соответствующего возрастному пику данной популяции. Вторая по численности популяция соответствует раннему палеопротерозою с возрастным пиком 2480 млн лет. Кристаллы данной популяции также имеют метаморфические структуры, что позволяет сделать вывод о еще одном метаморфическом событии, возраст которого соответствует пику данной популяции. Локально в обеих пробах представлены зерна с метаморфической каймой с возрастом 1018-1026 млн лет.

Наиболее представлены в изученных двух пробах вулканомиктовых пород бакырлинской свиты цирконы палеопротерозойского возраста (более 100 измерений), менее неопротерозойского (40 измерений), и практически в равных соотношениях мезопротерозойские (22 зерна) и неомезоархейские (25 зерен).

Таким образом, накопление карбонатных пород бакырлинской свиты происходило на рубеже 750 млн лет при синхронном вулканизме в бассейне седиментации в пределах древнего континентального блока с длительной историей развития вплоть до мезоархея. Наиболее проявлены в истории развития этого блока три метаморфических события. Более интенсивно проявленное в палеопротерозое (2.01–2.06 млрд лет), и менее на границе палеопротерозоя и неоархея (2491–2497 млн лет) и в конце мезопротерозоя (1018–1026 млн лет). Существенным этапом в его развитии является этап тектоно-магматической активизации в неопротерозое, с которым, в том числе, связан синхронный с осадконаконакоплением бакырлинской свиты вулканизм.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант 19-17-00099) и в рамках выполнения базового проекта ИГМ СО РАН.

### Литература

1. Дягтерев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.

2. Кушнарева А.В., Худолей А.К., Алексеев Д.В., Стокли Д., Летникова Е.Ф. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников неопротерозойской ранской свиты (Большой Каратау, Южный Казахстан): реконструкция источников сноса и следствия для стратиграфических корреляций // Материалы Пятой международной научной конференции. Изд-во СО РАН, 2020. С. 57–58.

## С.Ю. Колодяжный<sup>1</sup>, И.М. Варенцов<sup>2</sup>, П.В. Иванов<sup>2</sup>, А.В. Полещук<sup>1</sup>, Д.С. Зыков<sup>1</sup>

## Особенности тектоники и новейшей сейсмичности Слободского тектонического узла

Слободская структура представляет собой один из главных узловых сегментов схождения полосовых магнитных и гравитационных аномалий, систем авлакогенов, крупнейших разломов и сутурных зон в центральной части Восточно-Европейской платформы. Предполагается также, что Слободской узел является областью тройного сочленения и встречной конвергенции раннедокембрийских литосферных плит – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии [2, 3] (рис. 1). Крупный сегмент Слободского узла занимает Витебский гранулитовый массив, который расположен в области тройной конвергенции и развития встречных надвигов и взбросов палеопротерозойского возраста. В области Витебского массива на основе МТЗ исследований выявлена глубинная аномалия электропроводности [1].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический Институт (ГИН РАН), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), Москва, Россия



**Рис. 1.** Схема строения кровли фундамента в районе Слободского тектонического узла.

1–3 – морфоструктуры кровли фундамента: 1 – поднятия, 2 – депрессии,
3 – рифейские авлакогены; 4 – изогипсы кровли фундамента; 5 – кольцевые структуры; 6–8 – разломы: 6 –сдвиги, 7 – сбросы, 8 – северный контур Фенноскандинавско-Сарматской шовной зоны; 9 – контуры Слободского узла;
10 – контуры Витебского гранулитового массива; 11 – линия сейсмопрофиля;
12 – министереограммы ориентировки палеонапряжений раннеголоценового сейсмического события (темное – сегмент растяжения, белое – сегмент сжатия). Грабены и впадины Среднерусской системы: Ор – Оршанская, Вд – Валдайская, Кр – Крестцовский, Мл – Молоковский, Тв – Тверской, Пр – Пречистенский, Гж – Гжатский, Мс – Московский); ПЧ – Пачелмский авлакоген; Цо – Центрально-Оршанский горст; разрывы: Вс – Витебско-Суражский; ПК – Полоцко-Курземский пояс разрывов

В структуре кровли фундамента Слободского узла отмечается пересечение и сочленение радиально ориентированных систем рифейских авлакогенов и впадин, второстепенных горстов и грабенов, а также разноранговых нарушений (рис. 1) [2, 4]. Исследования, основанные на интерпретации сейсмопрофиля МОГТ Чериков – Усвяты, позволили установить густую сеть платформенных разломов в пределах Оршанской впадины, расположенной в район Слободского узла [4]. В северной части сейсмопрофиля дешифрируется крупный Витебско-Суражский разлом с амплитудой сбросового смещения поверхности фундамента до 700 м. Вверх по восстанию разрыва амплитуды смещений сокращается до 70–50 м (в слоях верхнего венда и девона). В отложениях чехла разлом имеет облик отрицательной структуры цветка с разрывно-складчатым (инверсионным) строением. В современном рельефе разрыв обозначен линейно вытянутым в северо-восточном направлении отрезком р. Западной Двины на участке между г. Витебском и п. Сураж (рис. 1).

Геолого-структурное и тектонофизическое изучение области динамического влияния Витебско-Суражского разлома было проведено нами в районе п. Руба, где располагаются крупные карьеры (Гралево, Руба и др.), вскрывающие отложения верхнего девона и квартера. Карбонатные отложения семилукского горизонта здесь нарушены частыми трещинами и малоамплитудными (до 1 м) разрывами с зеркалами скольжения. Отмечается глыбовое дробление и брекчирование пород, проявляются карст и вторичная минерализация. Четвертичный покров представлен в основном моренными отложениями мощностью до 40 м, а также поздне- и постледниковыми озерными отложениями, которые, в частности, выполняют глубоко врезанные грабенообразные палеоложбины.

Грабенообразная палеоложбина, вскрытая в карьере Гралево, прорезает покров ледниковых наносов. Она выполнена верхнеплейстоценовыми и нижнеголоценовыми озерными отложениями, в которых были обнаружены постледниковые деформации и сейсмогенные структуры. Последние представлены в виде горизонтов сейсмитов мощностью 0.3-1.5 м, расположенных на четырех уровнях разреза палеоложбины. В нижнем горизонте это полого-волнистые, линзовидные и будинообразные структуры. Выше по разрезу интенсивность деформаций возрастает и появляются слои с конволютной слойчатостью, структурами пластического течения, дисгармоничными складками и протрузиями, дуплексами и мининадвигами амплитудой до 40 см. Верхний горизонт сейсмитов соответствует слою ленточных глин мощностью до 1.5 м, который во всем объеме охвачен сейсмодеформациями с амплитудами локальных смещений до 0.5-0.6 м. Для горизонта характерно чередование объемов хаотично перемешенных и гомогенизированных пород (гомогениты) с фрагментами конволютно-слоистых осадков. Распространены диапиры, инъекционные и пламеобразные структуры. В основании горизонта отмечаются кластические клинья и дайки, сбросы и грабенообразные структуры проседания. Тонкодисперсная органика, выделенная из глинистых осадков рассматриваемого горизонта сейсмитов, имеет радиоуглеродный возраст 9339±36 лет (UOK-13032) (ранний голоцен). Выше залегают микститоподобные селевые отложения, завершающие разрез палеоложбины.

В результате тектонофизических исследований в отложениях девона и кварта выявлено четыре группы динамически обособленных структурных парагенезов. Структуры первой и второй групп развиты только в карбонатных отложениях верхнего девона и характеризуют, соответственно, сдвиговый и сдвиго-сбросовый режимы деформаций. Предполагается, что эти деформации имеют позднегерцинский и/или киммерийско-альпийский возраст. Структуры четвертой группы представлены гляциодислокациями. Структуры третьей группы имеют сквозной характер развития и присутствуют во всех комплексах отложений. Данный парагенез характеризуется горизонтальной субширотной ориентировкой оси растяжения, ось сжатия имеет различный наклон. Витебско-Суражская зона в этих условиях находилась в режиме левосдвиговой транстенсии. В рассматриваемый парагенез входят структуры, развитые в основании и в пределах сейсмогенного горизонта, для которого получена радиоуглеродная дата 9339±36 лет. Соответствующий возраст принимается для нарушений третьей группы, динамически связанных с голоценовым сейсмическим событием.

Таким образом, Витебско-Суражский разлом, расположенный вблизи эпицентра Слободского тектонического узла, является древним долгоживущим нарушением, которое проникает из пород фундамента в отложения осадочного чехла и образует отрицательную структуру цветка с признаками проявления тектонической инверсии. С позднего девона до начала квартера разрыв испытал не менее двух этапов тектонической активности в условиях левосдвиговой транспрессии и правосдвиговой транстенсии. В позднем плейстоцене и раннем голоцене с развитием Витебско-Суражского разрыва было связано формирование грабенообразных ложбин, в которых накапливались поздне- и последниковые озерные отложения с горизонтами сейсмитов. Землетрясение максимальной интенсивности зафиксировано по структурам сейсмитов раннеголоценовых ленточных глин (9.3 тыс <sup>14</sup>С лет назад). Тектонофизические параметры сейсмического события соответствовали условиям сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной позиции оси сжатия. Сейсмический удар, вероятно, также привел к разрушению озерной гидросистемы и стремительному спуску вод, в частности, ложбины Гралев, что сопровождалось развитием оползней и селей, в результате которых произошло быстрое накопление микститоподобных отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-27-00249).

#### Литература

1. Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Ионичева А.П., Колодяжный С.Ю., Куликов В.А., Леонов М.Г. и др. Массив магнитотеллурических зондирований Smolensk: изучение глубинной структуры области тройного сочленения крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы // Геофизика. 2021. № 1. С. 46–56.

2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Слободской тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 2009. № 2. (31). С. 50–66.

3. Леонов М.Г., Гарецкий Р.Г. Памирско-Гималайский и Восточно-Европейский геодинамические узлы, как области взаимодействия сегментов внутриконтинентальной литосферы / Ред. Адушкин В.В., Кочарян Г.Г. Тригерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2017. С. 237–242.

4. *Нагорный М.А*. Тектоника Оршанской впадины // Літасфера. 2009. № 2. Вып. 31. С. 67–74.

# <u>Е.В. Коптев</u><sup>1</sup>, А.Ю. Казанский<sup>1,2</sup>, А.В. Тевелев<sup>1</sup>, А.А. Борисенко<sup>1</sup>

## Кинематическая модель формирования Неплюевского массива (Южный Урал) по данным анизотропии магнитной восприимчивости гранитоидов

Неплюевский интрузив является плутонотипическим для одноименного комплекса. Он занимает площадь около 300 км<sup>2</sup> в Карталинском районе Челябинской области. В Неплюевском плутоне выделяются четыре интрузивных фазы: 1 фаза – габбро и диориты, 2 фаза – кварцевые диориты и гранодиориты, 3 фаза – адамеллиты, 4 фаза – лейкограниты [1]. Нижняя возрастная граница Неплюевского плутона определяется активными интрузивными контактами с вмещающими терригенными породами нижнеордовикской рымникской свиты. Верхняя возрастная граница определяется наличием обломков гранитоидных пород в терригенных породах солнечной свиты поздневизейского возраста [2]. Rb-Sr изохронный возраст пород Неплюевского плутона соответствует позднему турне – раннему визе (346–340 млн лет [1]). Данные по U-Pb изотопии

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия
по цирконам несколько отличаются от Rb-Sr и определяют изотопный возраст неплюевского комплекса интервалом 334–356 млн лет. Кроме того, в центральной части Неплюевского массива выявлены раннепермские граниты с возрастом 278 млн лет [1]. Для массива разработана модель его формирования в качестве сдвигового магматического дуплекса [3, 4].

Однако наблюдать текстурные элементы в гранитоидных массивах удается далеко не всегда, поэтому для построения кинематических моделей требуется независимый метод. Таким методом является изучение анизотропии магнитной восприимчивости (магнитной текстуры) [5, 6]. Магматическая магнитная текстура образуется непосредственно при кристаллизации гранитов. Для синтектонических массивов первичная магматическая магнитная текстура, образовавшаяся при высоких температурах, полностью разрушается при синтектоническом остывании и предпочтительная ориентация минералов, ответственных за магнитную текстуру в основном относится к последней стадии охлаждения (непосредственно перед затвердеванием) [7]. Сформировавшаяся таким образом магнитная текстура может быть использована для изучения кинематики синтектонических массивов.

Целью данного исследования являлась независимая проверка этой модели формирования Неплюевского массива по данным анизотропии магнитной восприимчивости. Для достижения этой цели были отобраны ориентированные образцы из 16 сайтов, характеризующих все 4 интрузивных фазы массива. Всего коллекция составила 186 образцов.

Петромагнитные исследования позволили выявить два типа пород, различающиеся по величине магнитной восприимчивости и по степени магнитной анизотропии, которые закономерно распределяются по породам различных магматических фаз. Наименее магнитными и магнитоизотропными оказались габбро первой магматической фазы и, частично, граниты третьей фазы. Габбро обладают низкой, но очень однородной по величине магнитной восприимчивостью (40–50 · 10<sup>-5</sup> СИ) и низкой (<1%) степенью анизотропии, форма эллипсоида анизотропии в основном вытянутая. По значениям величины магнитной восприимчивости (8–12× 10<sup>-5</sup> СИ) граниты третьей фазы можно отнести к гранитам S-типа, тогда как все остальные гранитоиды относятся к I-типу. Анизотропия гранитов S-типа составляет 1–3%, форма эллипсоида анизотропии – плоский диск. Наиболее магнитными и анизотропными являются кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы (до 1000 · 10<sup>-5</sup> СИ, анизотропия до 30%) и лейкограниты четвертой фазы, (до 250 · 10<sup>-5</sup> СИ, анизотропия до 15%).

Согласно магнито-минералогическим исследованиям основным магнитным минералом во всех породах является мелкозернистый магнетит (50–90% вклада в общие магнитные свойства), ~10–20% вклада вносит крупнозернистый магнетит, в большинстве образцов присутствует гётит (10–20% вклада в общие магнитные свойства).

Распределение главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости по результатам первичных измерений имеет большой разброс, и доверительные интервалы средних направлений по главным осям превышают 45°, три сайта показали хаотическое распределение направлений главных осей. Для более точного определения направлений главных осей был применен нагрев образцов до 450°, что, как правило, приводит к увеличению параметров анизотропии [8]. Измерение магнитной восприимчивости после нагрева показало незначительное ее увеличение, что свидетельствует об отсутствии сильных химических изменений магнитных минералов в процессе нагрева. При этом в результате нагрева возросла анизотропия магнитной восприимчивости образцов, в результате чего точность определения направлений главных осей увеличилась, и распределение направлений приняло более упорядоченный вид. Анализ направлений максимальной (направление движения материала) и минимальной (направление сжатия) осей эллипсоида анизотропии по разным магматическим фазам показал, что кинематика массива, реконструированная по анизотропии магнитной восприимчивости, полностью соответствует кинематике магматического дуплекса, предложенной на основании текстурных особенностей пород и кинематики ограничивающих разрывов.

Таким образом, согласованность кинематических моделей, построенных по результатам принципиально различающихся методов, свидетельствует в пользу их достоверности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-55-26009 Чехия\_а и с использованием материалов ЦКП «Геопортал» МГУ им. М.В. Ломоносова.

#### Литература

1. Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 89–94.

2. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. СПб: ВСЕГЕИ, 2003.

3. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.* Сопряженное развитие вулканогенноосадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл. РАН. 1996, Т. 346. № 5. С. 653–655.

4. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья / Под ред. проф. А.М. Никишина. Труды лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4.. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006, 300 с.

5. *Borradaile G.J.*, 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain // Tectonophysics. Vol. 156. P. 1–20.

6. *Tarling D.H., Hrouda F.* The Magnetic Anisotropy of Rocks. London: Chapman and Hall, 1993.

7. *Mamtani M.A.* Magnetic fabric as a vorticity gauge in syntectonically deformed granitic rocks // Tectonophysics. 2014. Vol. 629. P. 189–196.

8. *Henry B., Jordanova D., Jordanova N., Souque C., Robion P.* Anisotropy of magnetic susceptibility of heated rocks // Tectonophysics. 2003. Vol. 366. P. 241–258.

## **Е.А. Кораго<sup>1</sup>, В.М. Кузнецов<sup>2</sup>**

#### Основные тенденции развития магматизма на территории листа Q-57

Лист **Q-57** составлялся коллективом ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского под научным руководством д. г.-м. н. В.М. Кузнецова. Наиболее значимыми тектоно-магматическими структурами в границах листа являются Омолонский массив (дорифейский микроконтинент) и его зона сочленения с более северными и более молодыми палеоокеаническими образованиями Алазейско-Олойской складчатой системы, а также позднемеловой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

История магматизма Омолонского микроконтинента прослеживается с архея по кайнозой [13, 14]. Возраст древнейших метаморфических пород по данным цирконометрии – палеоархейский (3.25–3.22 млрд лет SHRIMP-RG датирование [1]) и менее надежно – по навескам с использованием ТИМС [20]. Становление протолита ознаменовалось площадной мигматизацией пород. Оценки возраста процесса гранитизации дорифейского фундамента 1.9 млрд лет получены из очковых гранито-гнейсов. Близкие датировки установлены и в более южных районах на листе P-57 [1]. Nd модельный возраст по верхнеомолонскому гнейсо-граниту составляет около 2.9 млрд лет, что согласуется с выплавлением магмы из зрелого корового материала архейского возраста. В **рифее** имели место деструк-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

ция и рифтогенез Омолонского массива с внедрением даек и малых тел толеитовых габбро – габбродолеритов стрелкинского комплекса. Более точное время проявления этого магматизма не установлено и требует до-полнительных изотопно-геохронологических исследований.

Близкие деструктивные процессы происходили на Омолонском массиве и в **раннекембрийское время**, когда формировались чехольные вулканические сезамский и дайково-жильный визуальнинский комплексы. Старые К-Аг датировки возраста давали омоложенные значения – 373, 394 и 406 млн лет. Согласно данным современной геохронометрии [4] в ранней истории формирования чехла Омолонского массива становление образований этого комплекса отражено термальным событием в интервале 500–550 млн лет, которое зафиксировано значимым минимумом на гистограмме К-Аг датировок дорифейских кристаллических пород.

В силурийское время (433–425 млн лет) происходило внедрение гранитоидных и сиенитовых магм абкитского и анмандыканского комплексов, не сопровождавшееся вулканизмом. Nd модельные возрасты этих комплексов – от 2.6 до 1.9 млрд лет, что указывает на омолонский источник выплавления магм.

Наиболее масштабные магматические события в границах Омолонского кратона на юге листа Q-57 имели место в девоне и раннем карбоне [13, 14], когда формировалась кедонская вулкано-плутоническая ассоциация. Известково-щелочные плутонические (булунский интрузивный комплекс) и более ранние, а также синхронные ему вулканические (существенно андезитовый ачеканский и андезит-риолитовый кедонский комплексы) датированы U-Pb SHRIMP-методом по циркону в интервале от 375±3 до 356±4 млн лет. (с учетом погрешностей их возраст – фран-фамен). И в интрузивном, и в вулканическом комплексах обособляются два возрастных пика магматизма: 375-352 млн лет и 366-358 млн лет. По В.В. Акинину, приблизительно 10-миллионный этап относительного покоя на границе франа и фамена выражен сменой существенно андезитовоготрахиандезитового вулканизма трахириолит-трахидацитовым игнимбритового типа. При этом изотопный состав неодима в магмах свидетельствует о выплавлении их из зрелого корового протолита в фундаменте Омолонского массива. Геохимические особенности комплексов отвечают геодинамическим обстановкам активных континентальных окраин андийского типа (краевых континентальных вулкано-плутонических поясов и дуг).

Распределение несовместимых примесных элементов в трахиандезитах, андезитах и риолитах ачеканского и кедонского комплексов такое же, что и в вулканитах надсубдукционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [2], маркировавшего в позднемеловое время границу континент–океан. Совокупность приведенных сведений по девонскораннекаменноугольному вулкано-плутоническому магматизму Омолонского микроконтинента и позднемеловому вулканизму ОЧВП позволяет предположить, что кедонские магматиты в девоне – раннем карбоне маркировали границу континент–океан, как и вулкано-плутонические образования ОЧВП в позднем мелу. Такие предположения ранее высказывались П.П. Лычагиным [13, 14], Л.М. Парфеновым [16] и рядом других исследователей. Однако, как справедливо отметил В.В. Акинин [3], полный диапазон окраинно-континентального магматизма еще требует дополнительного изучения.

С позднедевонско-раннекаменноугольным вулканизмом Омолонского массива связано формирование эпитермальной золоторудной—золотосеребряной минерализации (месторождения Кубака, Биркачан, Ольча, Елочка), локальные проявления аметистов и агатов.

Следующие незначительные этапы магматической активности происходили в **позднем карбоне** – **ранней перми** (супринский габбродолеритовый комплекс в северо-западной части листа, где его образования контролируется надвигами Олойско-Березовской складчатой зоны); в **позднем триасе** (овражинский базальт-трахибазальтовый комплекс в этой же Олойской структурно-формационной области) и в **ранней юре** (трахит-трахибазальтовый рассохинский вулканический комплекс чехла Омолонского массива), отражая процессы рифтогенеза в приграничных районах Алазейско-Олойской складчатой системы и Омолонского кратона, а также в его чехле.

В позднеюрское–раннемеловое время на Омолонском массиве формируются обширные орогенные осадочно-вулканогенные впадины, значительная часть которых, особенно в юго-восточных и восточных районах Омолонского кратона и на его северной границе с Алазейско-Олойской складчатой системой, имеют северо-западное. реже субширотное простирание и часто разломные границы с более ранними образованиями. Самыми крупными среди них являются раннемеловые кегалинская ( $50 \times 30 \text{ кm}^2$ ) и мастахская ( $110 \times 35 \text{ кm}^2$ ), делькучанская ( $110 \times 35 \text{ кm}^2$ ) и чагачанская ( $60 \times 30 \text{ кm}^2$ ) впадины. Раннемеловые салические интрузивы и вулканиты распространены в границах этих наложенных позднеюрскораннемеловых впадин, отвечающих орогенному (коллизионному) этапу развития поздних мезозоид, сформировавшему современную складчатую структуру Северо-Востока Азии.

Особое место среди магматитов этих впадин занимают образования очень специфического по петрохимическим особенностям, так называемого, омолонского эссексит-тешенитового комплекса, который включает породы высокой щелочности со спорными возрастными рамками и выделялся на более южном листе P-57. Вместе с тем, проведя анализ имеющихся данных по листам P-57 и Q-57, мы решили исключить его из описания, выделив вместо него *егдэгкычский* плутонический габбромоцонит-сиенитовый, *хуличанский* гипабиссальный малых интрузий трахидолерит-бостонитовый и *бебеканский* гипабиссальный бостонит-сиенитовый комплексы. Образования всех этих комплексов имеют раннемеловой возраст, но есть ряд спорных вопросов, касающихся их датировок. С породами *егдэгкычского* комплекса в Баимском районе связано формирование молибден-меднопорфирового оруденения (месторождение Песчанка и др.).

В это же время, в восточной части северной половины листа Q-57 (с западной границей по Омолонскому глубинному разлому) на верхнетриасовом флишоидном фундаменте мощностью до 1700 м и верхнеюрских вулканогенно-осадочных и вулканогенных молассовых образованиях верхней юры мощностью более 2500 м Алазейско-Олойской складчатой системы накапливались, в так называемых, вулкано-структурах оседания, постскладчатые континетальные **меловые вулканиты** мощностью до 850 м [11, 12, 15, 18].

Е.Ф. Дылевский [9], рассматривая проблему щелочных комплексов, подобных егдэгкычскому, бебеканскому и хуличанскому, а также присутствие щелочных габброидов в габбро-диорит-гранитных массивах типа Айненэнского пришел к выводу, что исходный для щелочных пород сиалический расплав, скорее всего, подвергся ощелачиванию и десиликации в результате флюидно-диффузного взаимодействия (синтаксиса) с базитовой магмой [6, 7]. Считается, что эти процессы и последующая дифференциация гибридного расплава обычно происходит при низкой активности кислорода и высокой температуре. По Е.Ф. Дылевскому, составы изученных им минералов в щелочных породах массива Айненэ этому не противоречат.

К западу от Омолонского глубинного разлома в современном структурном плане наиболее древними являются юрские (преимущественно верхнеюрские) осадочные и вулканогенно-осадочные породы, перекрытые с угловым несогласием раннемеловыми осадками, которые прорваны раннемеловыми граносиенитами – кварцевыми сиенитами веткинского и ранне-позднемеловыми гранитоидами озернинского комплексов, а также содержат субвулканические пластовые тела и дайки раннемелового берёзовского и мысовского позднемелового вулканических комплексов.

Граносиениты и гранитоиды контролируются субширотными – северозападными зонами глубинных разломов, но если веткинские граносиениты четко привязаны к субширотным расколам, то ранне-позднемеловые озёрнинские гранитоиды развиты гораздо более широко и чаще тяготеют к оперяющим их более мелким расколам северо-западной и даже субмеридиональной ориентировки. На крайнем юго-востоке Алазейско-Олойской складчатой системы широким развитием пользуются гранодиориты *раннепозднемелового олойского* комплекса.

Наконец, наиболее молодыми являются небольшие позднемеловые субвулканические массивы риолитов и андезитов конгинской вулканоплутонической ассоциации и ассоциирующие с ними гипабиссальные малые интрузивы и дайки викторинского комплекса, входящие в состав мафическо-салических ассоциаций, которые резко дискордантно наложены на более древние образования Омолонского массива. Интрузивы отвечают преимущественно диорит-гранодиоритовой формации по классификации [17] и сосредоточены в границах меридиональной Конгинской зоны, являющейся ответвлением Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса протяженностью в границах листа более 120 км.

Таким образом, на Омолонском массиве в неогее имело место, по крайней мере, четырехкратное переплавление дорифейской континентальной коры, вещественно выраженное существенно салическим магматизмом.

Обычно проявления магматизма на Омолонском массиве связывают с процессами, происходящими в соседних более «мобильных» участках земной коры, т.е., с так называемой, «отраженной тектоно-магматической активизацией», считая их результатом «жесткости» фундамента Омолонского массива, в силу чего подобным структурам (микроконтинентам и окраинам континентов) были более свойственны не пластические (пликативные), а механические (дизъюнктивные) деформации. Последние естественно образовывали пути, по которым и происходило внедрение магматического материала. При этом преимущественно салический (и мафическосалический) магматизм проявлялся в обстановке общего сжатия, а существенно мафический – в обстановке общего растяжения (рифтогенеза).

Постмезозойский вулканизм представлен образованиями двух *палеосеновых* и одного *неогенового* вулканических комплексов на самом юге листа в его средней части и пространственно тяготеет к породам *конгинского* и викторинского комплексов. Наиболее молодые вулканиты имеют возраст около 7–10 млн лет, перекрывая породы архея, вулканиты кедонской серии девона, а также чехольные отложения Омолонского массива верхней перми и триаса. Проявление этого молодого и новейшего вулканизма свидетельствует об активности конгинско-викторинского вулканоплутонического пояса на протяжении около 100 млн лет.

## Литература

1. *Акинин В.В., Жуланова И.Л*. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород омолонского массива (северо-восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684. 2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249– 290.

3. Акинин В.В. Эволюция магматизма в микроплите Арктическая Аляска-Чукотка // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России. Материалы III Всероссийской конференции, посвященной памяти А.П. Васьковского и в честь его 105-летия. Отв. ред. Н.А. Горячев. 2016. С. 91–93.

4. *Гагиева А.Х.* Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан, 2013. 27 с.

5. *Гусаров Б.М.* ГГК СССР-200. Q-57.XXIX-XXX. 99 с.

6. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. К проблеме генезиса щелочно-салических пород // Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 69–74.

7. Добрецов Н.Л., Марин Ю.Г. Синтексис и его петрогенетическая роль // Зап. ВМО. 1986. Вып. 115. С. 397–407.

8. Дылевский Е.Ф. ГГК СССР-200. Q-.57-XXI-XXII. 1972. 90 с.

9. Дылевский Е.Ф. Айненэнский интрузив и особенности его щелочных сиенитов // Магматиэм и оруденение СВ России. Магадан, 1997. С. 108–134.

10. Зинченко А.Н. ГГК СССР-200. Q-57-XXIII-XXIV.1989. 98 с.

11. Копытов. 1978. ГГК СССР-200. Q-57.

12. Копытов. 1984. ГГК СССР-200. Q-57.

13. Лычагин П.П. и др. Магматизм Омолонского срединного массива. Препринт. Магшадан: СВКНИИ ДВО НЦ СССР, 1987. 44 с.

14. *Лычагин П.П. и др.* Магматизм Омолонского срединного массива // Известия АН СССР. 1990. № 7. С. 17–29.

15. Неклюдов. 1979. ГГК СССР-200. Q-57.

16. Парфенов Л.М. 2003.

17. Петрографический словарь / Ред. О.П. Богатиков, Р.П. Петров. М.: Недра, 1981. 498 с.

18. Сенотрусов. 1988. ГГК СССР-200. Q-57-XXIII-XXIV. М. 1989. 103 с.

19. Теплых В.И. ГГК. СССР-200. Q-57-XVII- XVIII, М. 1981. 103 с.

20. Шевченко В.М. Архей и протерозой Омолонского массива. Петрология и изотопный возраст. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006.

### Режим сильных палеоземлетрясений в Южном Прииссыккулье

Нами были изучены 4 участка сейсмодислокаций в Юго-Западном, Южном, Юго-Восточном и Восточном Прииссыккулье (рис. 1). Все эти участки относятся к зоне влияния Предтерскейского краевого разлома, ограничивающего Иссык-Кульскую впадину от хребта Терскей Ала-Тоо. Еще один участок с сейсмотектоническим дислокациями был изучен нами на западе Иссык-Кульской котловины, однако эти деформации относятся к зоне краевого разлома, приуроченного к северному крылу Киргизского мегантиклинория (хребта), поэтому мы не рассматриваем этот участок в данной работе.

Все описанные сейсмодислокации могут быть разделены на собственно сейсмотектонические – сейсмоуступы, сейсморвы, выходы сейсмогенных разрывов на поверхность, сейсмогравитационные- оползни, и сейсмовибрационные – сейсмиты. Все эти деформационные структуры дают специалистам, которые их изучают – палеосейсмологам, уникальную информацию о месте, силе и времени палеосейсмособытий. Наиболее ценной и редкой является информация о возрасте землетрясений. Чтобы его узнать необходимо датировать отложения подвергшиеся деформации. В России чаще всего для этого используется радиоуглеродный анализ. Однако, в условиях горного рельефа и интенсивных эрозионных процессов найти подходящий материал для анализа (кость, дерево, уголь, почву, богатую гумусом) в естественном обнажении или палеосейсмологической траншее весьма непросто. Кроме того, радиоуглеродный анализ отобранных проб стоит существенных денег, а специальные лаборатории всегда перегружены заказами, так что получение результата иногда приходится ждать годами. Именно поэтому сводка по обширным территориям с использованием данных по абсолютному возрасту является событием для геологической общественности, к материалам этой сводки часто прибегает большое количество специалистов.

Мы свели имеющиеся у нас радиоуглеродные датировки в таблицу и рассчитали по ним возрасты сейсмических событий в голоцене, которые вынесли на график (рис. 2). Всего нам удалось выявить 10 сильных землетрясений.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева, РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Основные активные структуры Прииссыккулья. Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений с *M* ≥ 5 за период с 250 г. до н.э. по настоящее время приведены по данным сейсмологических каталогов NEIC и IRIS. Оттененный рельеф создан с использование пакета GeoMapApp (http://www.geomapapp.org). Сокращения в прямоугольниках: AK – Ала-Баш-Конур-Олёнгская впадина, Т – бассейн реки Тоссор, ЧК – долина реки Чон-Кызыл-Суу, ББ – антиклиналь Бир-Баш

Первое из них имело место в Ала-Баш-Конур-Олёнгской впадине во временной интервал 6450–5380 гг. до н.э. (рассчитано по радиоуглеродным датировкам POZ-66205 и Poz-66204). Во время этого сейсмического события образовался субширотный-сейсмоуступ, секущий пролювиальный конус выноса Тегерекского адырного поднятия. Магнитуда обсуждаемого землетрясения была рассчитана по эмпирическим формулам как  $Mw = 6.7\pm0.5$ , таким образом интенсивность сейсмических колебаний была не менее Io = IX по шкале MCK-64.

Следующее сильное землетрясение имело место около 1900 г. до н.э. (рассчитано по пробам Beta-299729 и Beta-299730). В это время произошло обрушение верхнечетвертичных морен с северного склона хребта Терскей Ала-Тоо в долину реки Чон-Кызыл-Суу. Вполне возможно, что оно проявилось также в Ала-Баш-Конур-Олёнгской впадине: прекращение почвообразования в компенсационном грабене к югу от гор Дувана, его заполнение рыхлым селевым материалом. Возраст пробы, отобранной в шурфе в днище грабена, имеет широкий возрастной интервал: 2310– 745 гг. до н.э. (проба Vs-RAD-2-2016-1). Если это так, то второе землетрясение было очень сильным, его плейстосейстовая зона протянулась на расстояние около 100 км и, следовательно, сейсмическая интенсивность была не менее Io = X баллов. Любопытно отметить, что начало II тысячелетия до н.э. совпадает с началом в Иссык-Кульской котловине *андроновской* археологической культуры (проходом *ариев* из Южного Урала в Индию и Персию).

Третье сейсмическое событие произошло около 1080 г. до нашей эры (рассчитано по пробе Beta-299731). Об этом событии свидетельствует 1-й горизонт сейсмогенных конволюций (сейсмитов) в естественном обнажении отложений подпруженного озера в долине реки Чон-Кызыл-Суу. Известно, что сейсмиты возникают при землетрясениях с M = 5.5, которым на территории Тянь-Шане обычно соответствует интенсивность сейсмических колебаний не менее Io = VII. Не исключено, что это сейсмическое событие проявилось также в Ала-Баш-Конур-Олёнгской впадине: прекращение почвообразования в компенсационном грабене к югу от гор Дувана, его заполнение рыхлым селевым материалом. Возраст пробы, ото-



Рис. 2. Схематическая корреляция сильных землетрясений в южной части Иссык-Кульской впадины

бранной в шурфе в днище грабена, имеет широкий возрастной интервал: 2310–745 гг. до н.э. (проба Vs-RAD-2-2016-1).

Следующее землетрясение имело место около 760 г. до нашей эры (рассчитано по пробе Beta-299731). Об этом событии свидетельствует 2-й горизонт сейсмогенных конволюций в естественном обнажении отложений подпруженного озера в долине реки Чон-Кызыл-Суу. Его также можно параметризовать цифрами M = 5.5, Io ≥ VII, если не принимать во внимание возраст пробы Vs-RAD-2-2016-1 с широким возрастным интервалом (2310–745 гг. до н.э.) из шурфа в Ала-Баш-Конур-Олёнгской впадины.

Пятое сейсмическое событие произошло около 190 г. до н.э. (рассчитано по пробе Beta-299731). Об этом землетрясении свидетельствует 3-й горизонт сейсмогенных конволюций в естественном обнажении отложений подпруженного озера в долине реки Чон-Кызыл-Суу. Оно может быть параметризовано цифрами M = 5.5, Io ≥ VII баллов.

Следующее землетрясение имело место на востоке Иссык-Кульской котловины. Его проявление видно в траншее, пройденной через сейсмоуступ на северном склоне внутривпадинного поднятия Бир-Баш. Его возраст определяется нами по калиброванной датировке 20–90 гг. н.э. (проба FTMC-25-4): погребенная почва, накопившаяся как коллювиальный клин, перед образовавшемся в то время небольшим сейсмоуступом. Моментная магнитуда землетрясения была оценена нами по эмпирическим формулам как Mw = 6.6, таким образом, сейсмическая интенсивность сейсмического события могла быть не меньше Io = IX баллов.

Седьмое сейсмическое событие произошло на юге Иссык-Кульской котловины. Его последствиями являются возобновление подвижки по сейсморву в долине сухого ручья Тегерек-Сай и реактивация огромного скального оползня в левобережье долины этого ручья. Возраст этого землетрясения определяется нами по калиброванным датировкамVs-2312 и Vs-2313 (860–1000 гг. н.э. и 760–1030 гг. н.э.) – IX-Х веками н.э. Судя по масштабу деформаций магнитуда события могла быть не менее  $M \ge 7.0$ , а интенсивность сейсмических колебаний Io  $\ge$  IX баллов.

Следующее землетрясение, по-видимому, имело региональное проявление. Свидетельством ему на востоке Иссык-Кульской впадины было возобновление подвижек по Бир-Башскому сейсмоуступу (проба FTMC-25-7, 1020–1160 гг. н.э.) [Корженков и др., 2020]: прорыв подпруженного озера в долине реки Чон-Кызыл-Суу (проба Beta-299732, 1080–1160 гг. н.э.), а также разрушение и оставление Тоссорской крепости (проба Vs-2535, 1020–1190 гг. н.э.) [Корженков и др., 2016] на юге котловины. Возраст этого землетрясения определятся нами XI–XII веками н.э. – временем *караханидского* ханства в описываемом регионе. Судя по значительной латеральной протяженности плейстосейстовой зоны сейсмического со-

бытия (около 100 км), его сейсмическая интенсивность была не менее Io = X баллов.

Девятое и десятое сильные сейсмические события произошли в Ала-Баш-Конур-Олёнгской впадине и привели к возобновлению подвижек, увеличившим высоту сейсморва и дальнейшему развитию компенсационного грабена в фронте гор Дувана. Возраст девятого землетрясения определяется нами по пробе Vs-FTMC-25-3 (1440–1520 гг. н.э.) концом XV в. Возможно, что это была серия сильных сейсмических катастроф, подобных серии сильнейших землетрясений в Северном Тянь-Шане в конце XIX-го – начале XX-го веков. Описываемое землетрясение XV века привела к окончательному падению *карахандского* ханства и разрушению его столицы – Баласогуна, во время одноименного сейсмического события в 1475 г. Десятое землетрясение рассчитывается нами по пробе (Vs-FTMC-25-2, 1660–1810 гг. н.э.) и калмыкскому захоронению (1771 г.), деформированному во фронте сейсмоуступа, концом XVIII-го – началом XIX-го веков.

При анализе графика на рис. 2 напрашиваются определенные, хотя и предварительные, выводы. Так, можно предположить, что в начале голоцена сейсмически активизировалась юго-западная часть впадины: в Ала-Баш-Конур-Олёнгской впадине появился сейсмуступ. Затем сейсмическая активность переместилась на юго-восток котловины, где около 1900 г. до н.э. в долине реки Чон-Кызылсу были сорваны вниз верхнечетвертичные морены. Возможно, это было значительное событие регионального масштаба, так что его плейстосейстовая зона распространилась практически на всё Южное Прииссыккулье. В долине Чон-Кызыл-Суу остались отголоски еще 3 более поздних землетрясений в виде слоев сейсмогенных конволюций в подпруженном сорванными моренами озере. В І-м веке нашей эры происходит образование сейсмоуступа у северного подножия горы Бир-Баш. Затем сейсмическая активность проявляется на юге котловины: активизируется сейсморв и скальный оползень в долине Терек-Сая. Вскоре после этого, по-видимому, в конце XI-го – начале XIIго веков, происходит региональная катастрофа, плейстосейстовая область которой вытянулась на сотню километров от бассейна реки Тоссор до горы Бир-Баш. После чего, сейсмическая активность опять переходит на юго-запад Иссык-Кульской впадины, где происходят два значительных землетрясения позднего средневековья. Последующие палеосейсмологические исследования в Иссык-Кульской котловине дополнят и уточнят вышеизложенную схему миграции сейсмичности на юге впадины.

# Петрофизические особенности и геодинамическая эволюция фундамента Закарпатского прогиба

В земной коре породы испытывают сжатие, разогрев, разного рода структурные, а иногда и вещественные превращения, определяемые действием давлений и температур. На глубинах 5-15 км земной коры с повышенными тепловыми потоками литостатическое давление не обеспечивает необходимой компенсации возникающих в образце разрушающих температурных напряжений. Нагрев горных пород сопровождается увеличением их объема. Коэффициент теплового расширения горных пород: 2·10<sup>-6</sup>-4·10<sup>-4</sup> К<sup>-1</sup>; среднее 3·10<sup>-5</sup> К<sup>-1</sup>. При их разогреве даже на 200-300°С наблюдаем увеличение объема минерального вещества где-то на ~ 1% и соответственное уменьшение плотности. Действие высокого давление, как правило, приводит к сжатию вещества, величина которого определяется сжимаемостью или коэффициентом всестороннего сжатия. На глубине 5-10 км в коре давление (P = 1.5-3 кбар) способно увеличить плотность пород не более чем на ~0.5%. Таким образом, на глубинах от 3 до 10 км в земной коре будут преобладать термодинамические силы объемного разрушения структурной целостности пород. Это приводит к разуплотнению пород, понижению плотности и к снижению их упругих характеристик. Как следствие, на этих глубинах появляются зоны низких скоростей – ЗНС (регистрируемые ГСЗ), с аномальными упругими характеристиками пород (для изотропных сред модули могут быть рассчитаны по V<sub>PS</sub> и их плотности), которые также чувствительны к температурным режимам земной коры [1–3]. Твердые тела можно грубо разделить на пластичные и хрупкие. Например, коэффициент Пуассона (σ) является индикатором этих состояний. Условно для хрупких материалов 0.10 <  $\sigma$  < 0.25. а пластичных 0.25 < σ < 0.47. С повышением глубинного теплового потока снижается плотность пород, активизируется способность пород к разуплотнению, повышается их проницаемость и активизируется перемещения флюидов, возможен переход их одного их состояния в иное.

Как пример рассмотрим состояние пород Карпат на различных глубинах. Закарпатский Внутренний прогиб (ЗВП) (рис. 1 а) включает в себя две основные структуры: Чоп-Мукачевскую впадину, расположенную на Внутренних Карпат и Солотвинскую впадину, наложенную на флишевые зоны Внешних Карпат. Отделяет их друг от друга Выгорлат-Гутинская вулканическая зона. Чоп-Мукачевская впадина опускается. Солотвинской

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина



породы основного состава, [3], 11 – эпицентры землетрясений, 15 – флюидопотоки

230

поднятия [1–3]. Вдоль ЗВП по данным ГСЗ (РП-17) выполнено петрофизическое термобарическое моделирование (ПТБМ). Результаты моделирования для отдельных вышеназванных структур ЗВП (пикеты по профилю ПК-35 ЧМВ, ПК-75 ВГВЗ, ПК-115 СВ) (рис. 1 б–г), где приведены средние расчетные значения модулей сдвига – G, коэффициента Пуассона –  $\sigma$ ,  $\beta$  – сжимаемость).

В ЗВП верхние горизонты, сложенные квазипластичными породами, однородны по упругим параметрам. С глубиной они становятся более хрупкими, с высокой сжимаемостью (рис. 1). Ниже их на глубинах от 4.5 до 8 км слои «гранито-гнейсов». Здесь обнаружены коровые зоны низких сейсмических скоростей (ЗНС), где температура меняется от 160 до 260 °C, следовательно, зона имеет термобарическую природу [1, 3] и сложена разуплотненными гранито-гнейсами и сланцами, которые подвержены деструктивным термовоздействиям. На это указывают и рассчитанные модули (рис. 1 б-г). На глубинах 6-12 км уменьшаются Е, о, несколько взрастают G, B, породы приобретают квазихрупкие свойства [1, 2]. Сейсмический горизонт на глубинах от 6 до 17.5 км сложен породами среднего состава где с глубиной изменения о и β приобретают повышенные значения на всех трех участках ЗВП. Этот горизонт сложен породами близкими к пластичному состоянию. Второй слой – ЗНС в коре ЗВП со скоростью около 6.4 км/с, расположен над границей М на глубине ниже Н = 18-26 км и обусловлен температурными режимами (рис. 1 в, г). Приток тепла из мантии нагревает породы на H = 18–26 км до 600 °C (рис. 1). Зона сложена диоритами и базальтоидами. ЗНС-2 вдоль профиля имеют две объемных области – первая в районе ВГВЗ, связанная с интенсивным притоком мантийного тепла вдоль разлома [2]. Вторая область расположена в районе пикетов 90-120 км (рис. 1 в, г). Для СВ характерен прогрев пород, сформировавших сплошную ЗНС интенсивный сейсмоактивности. Граница М по данным ГСЗ приподнята до 15-21 км. Однако не исключено, что она недостаточно четко определена, возможно, профиль вошел в обширную зону Закарпатского глубинного разлома. Породы здесь в более хрупком состоянии (рис. 1 г) и связанных с развитием системы макротрещин при сдвиговых напряжениях, превышающих предел упругости, о чем свидетельствуют малые значений σ и модуля сдвига. Разуплотнение базальтовых образований выше границы М провоцируется дилатансионным разуплотнением пород, за счет действия сдвиговых напряжений, направленных вдоль и поперек впадины [2]. На небольшой глубине ЗВП (рис. 1) сосредоточена масса эпицентров землетрясений, которые тесно связаны с термобарическими зонами разуплотнения верхней коры, их упругими характеристиками. Сейсмическая активность здесь способствует эффекту расширения каналов движения флюидов [2, 3], под действием которых активизируется дезинтеграция минерального вещества.

Активный прогрев земных недр, как результат мантийных катаклизмов способствует появлению ЗНС – горизонтов термобарического разуплотнения пород, которые под воздействием миграции флюидов, разнонаправленных напряжений приобретают свойства сильно дислоцированных сред, провоцирующих интенсивную релаксацию тектонических напряжений в виде, например, землетрясений. Сейсмическая активность, в свою очередь, способствует эффекту расширения каналов движения мантийных флюидов, формируются скопления глубинных месторождений полезных ископаемых [3]. Рассматриваемый нами регион Карпат (ЗВП) по данным геофизического изучения, геодинамическим исследованиям и ПТБМ к областям современных активных геодинамических процессов.

#### Литература

1. *Korchin V.A.* Anomalies of low density in the crystalline crust of thermobaric origin: a new insight into migration and localization of hydrocarbons. Mono. 72. Oil and Gas Exploration: Americ. Geoph. Union, Wiley, 2017. P. 237–257.

2. *Korchin V.A., Rusakov O.M., Butrny P.A., Karnaukhova E.E.* The origin of the low-density zones in the crystalline crust of the Transcarpathian Depression from petrophysical thermobaric modelling // Геодинамика. 2020. № 1(28). С. 81–93.

3. *Korchin V., Rusakov O.* The low-velocity zone in the crystalline crust of the NW Black Sea shelf as a potential regional methane trap of the thermobaric type. In book: Methods and Applications in Petroleum and Mineral Exploration and Engineering Geology. (Said Gaci et al. eds). Springer Series in Earth Sciences/ Geology. 2021. P. 169–182. Electronic ISBN 9780323856188.

### В.В. Костылева<sup>1</sup>, М.В. Герцева<sup>2</sup>, И.А. Котов<sup>2</sup>, Е.В. Ватрушкина<sup>1</sup>, Т.Н Палечек<sup>1</sup>, М.А Устинова<sup>1</sup>, О.А. Лутиков<sup>1</sup>

### Среднеюрские терригенные отложения Нагонджинского террейна (кряж Улахан-Сис): литологическая характеристика и геодинамическая интерпретация

Кряж Улахан-Сис представляет собой выраженное в современном рельефе поднятие, образованное палеозойскими карбонатными толща-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> ФГБУН Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского» («ВСЕГЕИ»), Москва, Россия

ми Улахан-Тасского блока Омулевского террейна, терригенными образованиями верхнего триаса – средней юры Нагонджинского террейна и верхнеюрскими вулканитами Уяндино-Ясачненского магматического пояса (рис. 1) [1, 3, 4]. Породы прорваны раннемеловыми гранитоидами Северного батолитового пояса. В 2020 г. в ходе работ по созданию комплектов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (листы R 55-56) на склонах кряжа Улахан-Сис было проведено изучение среднеюрских терригенных пород Нагонджинского террейна в зоне его сочленения по региональному Туостахскому (Сетакчанскому) надвигу с средне-верхнеюрским терригенным комплексом Полоусного синклинория (рис. 1).

Исследования проводились в бассейне р. Большая Эрча, по ее левым притокам Нижний Тогучан и Кусаган-Юрях (рис. 1), где в разрозненных высыпках, глыбовых развалах и редких коренных выходах вскрывается интенсивно дислоцированная среднеюрская толща. В работе приведены предварительные результаты полевых наблюдений и интерпретация первых аналитических данных для терригенных пород средней юры Нагонджинского террейна.

Согласно предыдущим исследованиям [3] среднеюрская терригенная толща в данном районе имела стратиграфический объем от аалена до бата включительно. Возраст отложений был установлен благодаря редким находкам обломков двустворок и белемнитов. Проведенный нами микрофаунистический анализ отложений не дал значимых результатов. В нескольких образцах были обнаружены лишь неопределимые остатки радиолярий, но в песчаниках верхней части среднеюрского разреза присутствуют ретрацерамы байос-батского возраста (*Retroceramus kystatymensis Kosch., Retroceramus retrorsus (Keys.*)). U-Pb (LA-ICP-MS) датирование зерен детритового циркона из среднеюрских песчаников различных частей разреза позволило подтвердить байос-батский возраст всей терригенной толщи. Наиболее молодая популяция зерен обломочного циркона имеет возраст 170–166 млн лет.

Сводный разрез среднеюрских отложений видимой мощностью по оценке [3] около 1400 м имеет трехчленное строение. Контакты между литологически различными частями разреза задернованы. Нижняя часть толщи представлена неравномерным переслаиванием аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями массивных песчаников. В породах наблюдаются сантиметровые слойки тонкозернистых зеленоватых туффитов, а также комуфлированная тонкая пирокластика предположительно основного состава. Средняя часть разреза сложена известковистыми песчаниками массивными или с крупной косой разнонаправленной слоистостью, характерной для мелководных шельфовых отложений. Верхняя часть разреза, обнажающаяся по берегам р. Кусаган-Юрях, представлена известко-



**Рис. 1.** Схема геологического строения кряжа Улахан-Сис, по [1, 3, 4], с упрощениями).

 Полоусный синклинорий (северо-восточный фланг Полоусно-Дебинского террейна); 2 – Нагонджинский террейн (северо-восточный фланг); 3 – Улахан-Тасский блок Омулевского террейна; 4 – вулканогенные образования Уяндино-Ясачненского магматического пояса; 5 – раннемеловые гранитоиды; 6 – раннемеловые вулканиты; 7 – надвиги; 8 – прочие разломы. Цифры в звездочках:
1 – разрез средней юры по р. Нижний Тогучан, 2 – разрез средней юры по р. Кусаган-Юрях

выми песчаниками, гравелитами и конгломератами прибрежно-морского генезиса. В них содержатся скопления раковин и обломков раковин ретрацерам. По классификации [2] среднеюрские песчаники относятся в основном к полевошпатово-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам. Среди обломков пород (45–60%) преобладают базальты, в подчиненном количестве присутствуют микрофельзиты, кварцево-слюдистые сланцы и углеродистые аргиллиты. В средней части разреза в песчаниках появляются единичные обломки микритовых известняков. В верхней части

разреза, обломки известняков, среди которых различимы органогенные разновидности, преобладают. Интерпретация состава песчаников по [5] указывает на островную дугу, как главного источника обломочного материала. Изменение параметра єNd(t) от слабоположительных значений в отложениях нижней части разреза до слабоотрицательных в отложениях верхней его части также указывает на преобладание островодужного комплекса пород в источниках сноса [6] и постепенного уменьшения его роли по мере развития осадочного бассейна в байос-батское время. Появление и увеличение вверх по разрезу в граувакках обломков известняков позволяет предположить постепенное вовлечение в седиментогенез карбонатных пород (палеозойского? возраста) континентальных блоков. По-видимому, источником карбонатных обломков служили блоки Омулевского террейна, вблизи которых в среднеюрское время существовала действующая островная дуга.

#### Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(55)-57 – Нижнеколымск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 163 с.

2. Граувакки / Ред. В.Д. Шутов. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).

3. Сонин Г.С. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 в бассейне верхнего течения pp. Большая Эрча и Кусаган-Юрэх (хребет Улахан-Сис) в 1973–1976 гг. 1976.

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 571 с.

5. *Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al.* Provenance of North American sandstones in relation to tectonic setting // Geological Society of America Bulletin. 1983. Vol. 94. P. 222–235.

6. *McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics / Eds. M.J. Johnson, A. Basu. Processes controlling the composition of clastic sediments // Geological Society of America Special Paper 284. 1993. P. 21–40.

## Этапы позднедокембрийского вулканизма в центральных районах Енисейского кряжа по данным Sr-изотопной хемостратиграфии

Проявления основного и бимодального вулканизма, в том числе связанного с позднерифейским (780–715 млн лет) внутриконтинентальным рифтогенезом, известны на севере и в центральной части Енисейского кряжа [5] и прослеживаются как южнее в Присаянье, так и севернее на Игарском поднятии [2, 8]. В то же время, в центральных районах Енисейского кряжа некоторые вулканогенно-осадочные толщи датируются как пограничные между верхним и средним рифеем [4, 6], а наиболее древние из них имеют возраст около 1380 млн лет [5]. Недостаток прямых геохронологических определений, обусловленный преобладанием базитового вулканизма и сильным влиянием метаморфизма, заставляет использовать косвенные, в том числе хемостратиграфические методы ограничения возраста отложений. В 2019 г. нами изучена серия разрезов докембрийских карбонатных осадочных пород, обнаженных вдоль р. Б. Пит в среднемнижнем течении, относящихся к Центрально-Ангарскому террейну [1] или к Каитьбинской и Глушихинской фациальным зонам [6, 7]. Согласно имеющимся корреляциям, карбонатные отложения охватывают стратиграфический интервал от верхней части потоскуйской свиты (средняя часть тунгуссикской серии) до токминской (горевской) свиты, сопоставляемой с ослянской серией приплатформенных частей Енисейского кряжа [7]. Возраст верхней части тунгуссикской серии и перекрывающей ее ослянской серии составляет около 1 млрд лет [4]. Кроме того, изучены отложения, относимые к орловской серии, ранее датированной U-Pb методом по кислым вулканитам 717±15 млн лет [5].

Изотопный анализ осадочных карбонатов предварялся изучением их химического состава, включающего определение концентраций нерастворимого в 1N HCl остатка (н.р.о.), а также содержаний Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в карбонатной фракции, изученного методом атомной абсорбции в ИГМ СО РАН, Новосибирск. На основании этого, из исходной коллекции в 113

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

образцов для изучения изотопного состава Sr было отобрано 30 образцов, которые, согласно геохимическим критериям, претерпели наименьшие постседиментационные изменения [3]. Изотопный состав стронция определен в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, Иркутск.

Наиболее древними из изученных, согласно имеющейся корреляции [7], являются светло-серые строматолитовые известняки низов верхнепотоскуйской подсвиты, обнажающиеся по р. Б. Пит в скале Палата (N58.94083, E92.38722). Несмотря на отсутствие доломитизации и малое содержание н.р.о., они имеют низкие (80–130 г/т) концентрации Sr и превышающие пороговые для «неизмененнных» отношения Fe/Sr и Mn/Sr, что может указывать на значительные постседиментационные преобразования изотопных систем. Полученные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr варьируют от 0.70741 до 0.70973 (n = 6), что существенно выше известных для этого стратиграфического уровня [3, 6]. Более молодые отложения средней части тунгуссикской серии представлены горизонтами темно-серых битуминозных слоистых известняков, относимых к шунтарской свите [7] по левому берегу р. Б. Пит у о. Покосный (N58.90694, E92.44417). Несмотря на малое (<1%) содержание н.р.о., эти известняки характеризуются довольно высокими (до 9360 г/т) концентрациями Fe (вероятно, за счет аутигенного пирита), умеренными (115–200 г/т) содержаниями Mn и сопоставимыми (150-200 г/т) содержаниями Sr. Величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr составили от 0.70680 до 0.70773 (n = 4), что выше известных для этой свиты в других разрезах [6] и указывает либо на более молодой возраст изученных карбонатов, либо на существенные постседиментационные изменения.

Следующим стратиграфическим уровнем являлись известняки, относимые к рыбинской и бореминской свитам (аналоги дадыктинской свиты верхов тунгуссикской серии согласно [7]), изученные в разрезе по правому берегу р. Б. Пит у о. Веселый (N58.96361, E93.15611) и в небольшом обнажении в 200 м выше устья р. Каитьба (N58.93778, E93.07028). Они характеризуются малыми (1–5%) содержаниями н.р.о., отсутствием доломитизации, умеренными концентрациями Fe (650–2870 г/т) и Mn (180–700 г/т) и более высоким в сравнении с более древними толщами содержанием Sr (580–1260 г/т). Измеренные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr составляют от 0.70608 до 0.70624 для бореминской свиты (n = 7) и 0.70661 для одного образца из рыбинской свиты. Такие Sr-изотопные характеристики типичны для отложений дадыктинской свиты, однако минимальные (т.е., близкие к первичным) значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr для этого уровня в типовых разрезах заметно ниже и составляют 0.70536–0.70590 [4].

Известняки токминской (горевской) свиты, которую обычно рассматривают как аналог ослянской серии восточных районов Енисейского кряжа [6, 7], в изученных разрезах представлены в различной степени глинистыми разностями, которые мало пригодны для Sr-изотопной хемостратиграфии. Два изученных образца, отобранные по р. Б. Пит в типовом разрезе в 600 м ниже устья р. Токма (N59.03417, E93.32167) и в 1.5 км ниже устья р. Каитьба (N58.93028, E93.04000) содержат значительное (7–15%) количество н.р.о., и, несмотря на довольно высокие (720–1130 г/т) концентрации Sr имеют высокие отношения Fe/Sr и Mn/Sr. Значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr составляют 0.70622–0.70646, что в целом согласуется с ранее полученными для дашкинской свиты в типовых разрезах востока Енисейского кряжа, но существенно ниже минимальных, близких к 0.7050 [6].

Наиболее интересны данные по карбонатным породам, относимым к иончихинской свите орловской серии в разрезе в 1–2.5 км выше о. Осиновый (основание N58.97917, E92.31222). Здесь достаточно чистые (н.р.о. 1–5%) иногда доломитистые известняки переслаиваются с зеленокаменно-измененными вулканическими породами: туфами предположительно основного–среднего состава, а также с покровами базальтов. Для изученных карбонатов (n = 10) характерны высокие содержания Fe (1150–5360 г/т), умеренные Mn (100–437 г/т) и от низких (130–180 г/т) до высоких в верхней части разреза (800–950 г/т) концентрации Sr. Соотношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr меняются от 0.70586 до 0.70856, однако для трех образцов оно ниже 0.7060 (0.70586-0.70597).

Полученные Sr-изотопные характеристики для большинства изученных толщ в целом не противоречат их корреляции с отложениями тунгусикской и ослянской серий в стратотипах на востоке Енисейского кряжа, при этом очевидно значительное влияние постседиментационных преобразований, в той или иной степени завысивших начальные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. В то же время, минимальные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr для иончихинской свиты заметно ниже, чем установленные для отложений с возрастом 720 млн лет (>0.7062), которым датируют вулканиты орловской серии. Вероятнее всего, иончихинская свита в изученном разрезе – при условии ее формировании в неизолированном бассейне – сформировалась ранее 750 млн лет [3], и не может рассматриваться как элемент вулканогенноосадочной толщи с возрастом около 720 млн лет [5]. В отсутствии других прямых и косвенных геохронологических ограничений на данном этапе изучения, не исключен и более древний возраст этой осадочной последовательности. В этом случае ее происхождение можно рассматривать вне связи с внутриконтинентальным рифтогенезом, происходившим в конце рифея вдоль западной (в современной ориентации) окраины Сибирской платформы.

Исследования скоординированы с тематикой базовых проектов НИР ИНГГ СО РАН, ИГМ СО РАН и ИЗК СО РАН. Полевые исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 18-35-20025. Химическое изучение пород проведено при поддержке гранта РНФ № 21-17-00052. Определение изотопного состава Sr проведено при поддержке мегагранта Минобрнауки № 075-15-2019-1883. Обобщение данных поддержано грантом РФФИ № 20-05-00101.

### Литература

1. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2018. Т. 57. № 1. С. 63–90.

2. Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Каурова О.К. и др. Поздний докембрий Игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы): новые петрохимические, Sr-изотопные и геохронологические данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2021. С. 121–122.

3. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

4. *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М. и др.* Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгуссикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

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

6. *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

7. Шенфиль В.Ю., Морякин В. Корреляция верхнерифейских отложений вкрест структуры Енисейского кряжа в бассейне реки Большой Пит // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Сб. науч. тр. Новосибирск: ОИГГиМ СО АН СССР. 1991. С. 45–64.

8. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M. et al.* U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breackup of Rodinia and opening of Paleo-Asian ocean // Gondwana Research. 2019. Vol. 65. P. 1–16.

## Флюидная зональность консолидированной коры, формы проявления и соотношение с другими типами зональности (обобщение)

На тектонических совещаниях в 2019–2020 годах автором была описана флюидная зональность докембрийских платформ и щитов, океанической коры, но сравнительный анализ не проводился, не рассматривалась зональность складчатых областей.

В земной коре выделены следующие виды зональности: 1 – зональность литологическая; 2 – скоростная зональность по скорости продольной волны (трехслойная модель); 3 – реологическая зональность (изменение характера разрушения от *P*–*T*-условий); 4 – флюидная зональность.

Флюидная зональность была установлена на основе результатов повсеместного применения метода отраженных волн в модификации МОГТ и впервые описана в работе [3]. Основным источником информации о геологическом строении на временном разрезе служит, как известно, волновая картина и её интенсивность. При этом наряду с акустической жесткостью на интенсивность отраженных волн значительно влияет рассеяние. Рассеяние, в свою очередь зависит от соотношения размеров неоднородностей к длине сейсмической волны. В геологической среде основной упругой неоднородностью являются поры и трещины, заполненные газом. При наличии воды рассеяние резко уменьшается (для МОГТ в частотном диапазоне 15–65 Гц).

Абсолютное большинство геологических процессов связаны с дегазацией Земли. Все типы зональности земной коры своим обязаны своим существованием длительным по геологическим мерам процессам. В этом отношении образование флюидной зональности может рассматриваться как относительно быстрый процесс. Основу флюидной системы консолидированной земной коры составляют порово-трещинное пространство породы и фазовый состав флюида.

Вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи. Образование зон интенсивной сейсмической записи связано с относительно повышенным содержанием в породе воды, существенно уменьшающей рассеивающие свойства горных пород. В целом ряде случаев вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи секут горизонтальные отражающие слои, без проявления дислоцированности, что позволяет их рассматривать как зоны растяжения. По расчетным данным [2] зоны пониженного лито-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

статического давления могут достигать глубины 15–18 км. В самих зонах достаточно уверенно прослеживается горизонтальная расслоенность. По данным комплексной интерпретации вертикальные зоны интенсивной сейсмической совпадают с вертикальными интрузиями основного состава [3, 4]. Процессы хлоритизации и эпидотизации основных пород характеризуются большим отрицательным объемным эффектом, возбуждающим приток воды [7].

Для древних платформ – это относительно узкие (до первых десятков километров) зоны, пронизывающие осадочный чехол и уходящие в породы консолидированной коры на глубину порядка 20–25 км.

В молодых платформах ширина таких зон может доходить до 100 км. Вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи различной мощности и глубины проникновения наблюдаются в погруженной в океан части континентальной коры.

В океанической коре вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи встречаются существенно реже и незначительных размеров. Объяснение этого феномена может быть следующим. Как отмечалось выше, зоны интенсивной записи связаны с областями пониженных литостатических давлений. В океанической коре также как и в континентальной коре существует блоковая структура, с вертикальными границами блоков, в геодинамическом режиме океанической коры преобладает горизонтальное сжатие. Но основная причина, по-видимому, заключается в том, что над основными породами в океане находится толща морской воды, которая во много раз легче толщи осадочных чехла и пород гранито-гнейсового комплекса верхней и средней частей консолидированной коры. Это предположение подтверждает вывод о взаимосвязи вертикальных зон интенсивной записи с вертикальными интрузиями основных пород в континентальной коре.

В областях складчатости вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи (7–13 км) прослеживаются только в верхней части коры (например, на Урале). На Тянь-Шане вертикальные зоны интенсивной записи пронизывают всю кору и уходят в верхнюю мантию (глубина 70–75 км). Присутствие воды в нижней части консолидированной коры доказывают экспериментальные работы Б.А. Фурсенко по изучению поведения водонасыщенных образцов горных пород под высоким давлением [6]. Оказалось, что при больших давлениях вода начинает проникать в кристаллическую решетку. Это установлено в каркасных силикатах, для которых характерно наличие гибкого каркаса, «разворачивающегося» под большим давлением и способного к увеличению каналов. В результате разворота тетраэдров или даже целых фрагментов каркаса происходит заполнение молекулами воды дополнительных (ранее вакантных) позиций в новом каркасе. Эти лабораторные результаты согласуются с теоретическими расчетами – для давлений порядка 22 кбар (глубины 60–70 км) энергетически выгодным должно становиться вхождение воды в кристаллическую решетку минералов [1].

Наклонные зоны интенсивной сейсмической записи. Это, как правило, незалеченные открытые разрывные нарушения. Они встречаются в породах консолидированной коры континентов и земной коре океанического типа, образуют зоны субдукции. В наклонные и листрические зоны интенсивной записи в ряде районов имеют продолжения в верхнюю мантию. По ним может осуществляться восходящая и нисходящая миграция флюида. В пространстве наклонные разрывные нарушения часто образуют лепестковую структуру. Лепестковая структура разрывной тектоники предопределяет вихревое движения флюида и, соответственно, формирование разнородных и разнонаправленных по фазовому составу зон флюидных потоков. Примером могут служить геотермические наблюдения на Ново–Елховской скв. 20009, которые позволили выделить девять типов геотермических аномалий в интервале глубин от 1804 до 5365 м [5], объясняющихся восходящей и нисходящей фильтрацией.

Помимо, вертикальных зон на временных разрезах в средней части консолидированной коры иногда наблюдаются изометричные по форме области интенсивной записи, также связанные с интрузивными массивами основного состава.

**Горизонтальные области интенсивной сейсмической записи.** Они расположены в нижней и средней частях земной коры (зона рефлективити) и прослеживаются вплоть до границы Мохоровичича. Эти области имеют региональное распространение. В континентальной коре на платформах к этой области в отдельных случаях примыкают вертикальные зоны интенсивной сейсмической записи. Как и вертикальные области интенсивной записи горизонтальные области, возможно, связаны с основными (частично серпентинизированными) породами. Для океанической коры зона интенсивной сейсмической записи обладает незначительной мощностью по сравнению с зоной интенсивной записи в континентальной коре. Это связано с меньшей, по сравнению с континентальной корой общей мощностью океанической коры и меньшим геологическим возрастом (меньшим временем её серпентинизации).

Вертикальные зоны малоинтенсивной записи. Они имеют повсеместное распространение от верхней мантии до осадочного разреза. Наиболее известным примером могут служить трубки взрыва. Вертикальные зоны малоинтенсивной записи наблюдаются на платформах и складчатых областей континентальной коры и коры океанов. Природа образования областей малоинтенсивной записи заключается в сильном рассеянии сейсмических волн в породах содержащих флюид в газообразном состоянии. В отличие от изометричных областей интенсивной записи области слабоинтенсивной записи имеют широкое распространение в континентальной и океанической коре, также в осадочном чехле.

Горизонтальные области слабоинтенсивной записи, как и вертикальные области, наблюдаются во всех типах континентальной коры, за исключение щитов. Горизонтальные области начинают проявляться с ростом мощности осадочного чехла платформы. Они имеют повсеместное распространение от верхней мантии до осадочного разреза. Наиболее четко горизонтальные области проявлены в верхней части консолидированной коры.

Таким образом, флюидная зональность наблюдается во всех типах земной коры и обусловлена дегазацией Земли.

Флюидная зональность позволяет объяснить преимущественное по глубине положение очагов землетрясений (H = 10–15 км), не только хрупким характером деформаций, а главным образом, газовым составом флюида, обеспечивающего большое накопление упругой энергии.

Присутствие в верхней части консолидированной коры газонасыщенного слоя является основным фактором в переносе рудной минерализации в составе газовой фазы. В целом флюидная зональность имеет фундаментальное значение в механизме концентрации полезных ископаемых.

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)», № АААА-А19-119013190038-2).

#### Литература

1. *Адушкин В.В., Родионов В.Н.* О природе механического движения в недрах Земли // Физика Земли. 2005. № 2. С. 88–91.

2. Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С. Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1169–1174.

3. *Кузин А.М.* О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Часть 1. Континентальная кора (газораспределение) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1(24). https:// doi.org/10.29222/ipng.2078- 5712.2019-24.art2

4. Пыхалов В.В. Геодинамическая модель формирования земной коры и осадочного чехла Астраханского свода и ее значение для оценки фильтрационноемкостных свойств карбонатных отложений по данным геофизических методов. Астрахань: Изд-во АГТУ, 2009. 152 с.

5. *Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х.* Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // Георесурсы. 1999. № 1. С.4–15.

6. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. М.: Недра, 1996. 425 с.

7. Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода-порода» / Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы М.: Наука, 2002. С. 323–355 (Тр. ГИН РАН; Вып 542).

# Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, В.М. Горожанин<sup>2</sup>, Е.Н. Горожанина<sup>2</sup>, Т.В. Романюк<sup>3</sup>, Е.А. Белоусова<sup>4</sup>, А.О. Сысоева<sup>1</sup>, А.С. Дубенский<sup>1,5</sup>, В.С. Шешуков<sup>1</sup>, С.М. Ляпунов<sup>1</sup>

# Характер распределения U–Pb-изотопного возраста зерен детритового циркона из обломочных пород бакеевской свиты (нижний элемент сводного разреза ашинской серии) Башкирского поднятия (Южный Урал)

Башкирский антиклинорий, расположенный на севере южного сегмента западного Урала – крупная структура, в пределах которой на современном эрозионном срезе экспонированы преимущественно стратифицированные образования верхнего докембрия, а также (в меньшей степени) раннего докембрия и верхнеордовикско-среднепермской части палеозоя. Расположенную к западу от Зюраткульского разлома, часть Башкирского антиклинория мы именуем Башкирским поднятием (БП) [1]. Верхи доверхнеордовикской части разреза БП представлены терригенно-глинистой толщей (до 1.5 км), выделяемой как ашинская серия и расчленяемой на свиты (снизу-вверх): бакеевскую/ (топаровскую), урюкскую, басинскую, куккараукскую, зиганскую и маллоямантаускую [4]. Серию относят к верхнему венду [7, 8] или верхнему венду – нижнему кембрию [6]. В последнее десятилетие на разных уровнях разреза ашинской серии были обнаружены остатки вендской/эдиакарской биоты [14, 18], а также слои разложенных вулканических пеплов, из которых выделен и датирован туфогенный циркон – 547.6±3.8 млн лет [16] и 573.0±2.3 млн лет [8].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK, Сидней, Австралия

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В строении ашинской серии и также представленного в **БП** типового разреза рифея существенную роль играют песчаники. К настоящему времени уже накоплен существенный объем данных об U–Pb-изотопных возрастах зерен детритового циркона (**dZr**) из песчаников различных стратиграфических уровней типового разреза рифея. Так, для песчаников большинства надежно относимых к рифею осадочных толщ **БП** уже получены распределения возрастов **dZr** [2, 4, 9–11]. Такие данные есть по 6 пробам с общим числом анализов n = 405 (рис. 1А). Эти данные свидетельствуют о том, что в раннем, среднем и начале позднего рифея кластика в **BББ** поступала с **BEП** – преимущественно из «балтийских источников». Ашинская серия **BББ** ранее была охарактеризована данными об U–Pb-изотопных возрастах зерен детритового циркона (**dZr**) из песчаников басинской и куккараукской свит (рис. 1 В, Г) [15]. В настоящей работе мы представляем результаты U–Pb-изотопного датирования **dZr** из бакеевской свиты.

Изученный разрез бакеевской свиты расположен на правом берегу р. Зилим, у с. Толпарово. Проба K13-215 (начальным весом ~1.5 кг) отобрана из среднезернистого существенно кварцевого доломитистого матрикса редкокластовых диамиктитов в точке с корд. 54°02.090' с.ш., 57°06.115' в.д. Из пробы выделено ~130 **dZr**. Изучение U–Pb-изотопной системы **dZr** проведено в: (1) центре CCFS/GEMOK Университета Маквори и (2) ЛХАИ КЦП ГИН РАН. Аппаратура, методические приемы и константы, используемые для обработки анализов приведены в [9]. В CCFS/GEMOK и ГИН РАН датировано по 52 зерна, из которых  $|D| \le 10\%$  получена для 46 и 48 зерен соответственно. Датировки с |D| > 10% не использованы для построения гистограмм и кривых плотности вероятности (КПВ). Визуальное сравнение полученных в разных лабораториях распределений возрастов **dZr** из пробы K13-215, показало их сходство, подтвержденное KS-тестом (р = 0.302). В суммарном наборе возрасты распределены в диапазоне от 889±21 (D = -0.7%) до 2905±15 (D = -0.4%) млн лет (рис. 1 Б).

Бакеевская свита – это еще один стратиграфический уровень ашинской серии, для которого получено распределение возрастов **dZr**. Сопоставление провенанс-сигналов из разных уровней (бакеевская, басинская и куккараукская свиты) ашинской серии показывает высокую степень их сходства и значительное количество мезопротерозойских **dZr**. Это однозначно доказывает, что в конце венда и в кембрии в **BББ** поступали продукты эрозии мезопротерозойских кристаллических комплексов. Такие комплексы на **BEП** известны сейчас лишь на ее северо-западе [13], на удалении более чем 2000 км от **БП**. Поэтому нет серьезных оснований рассматривать их как доминирующий/основной источник кластики для песчаников ашинской серии. На этом основании высказано предположение о появлении в конце венда нового – «небалтийского» – источника

кластики, располагавшегося восточнее (современные координаты) БП [15]. Данные по распределению возрастов dZr из песчаников бакеевской свиты укрепляют фактологическую базу этого вывода.



Рис. 1. Гистограммы и кривые плотности вероятности, характеризующие распределения U-Pb возрастов зерен детритового циркона из песчаников и песчанистых пород, участвующих в строении разрезов позднедокембрийских толщ БП.

Использованы данные из: (А) [2, 4, 9–11]; (Б) – настоящей работы; (В) и (Г) [15]

Сравнение характера распределения возрастов **dZr** из толщ типового разреза рифея, представленного в **БП** и ашинской серии, указывает на существенную палеогеографическую перестройку, произошедшую в пределах рассматриваемого региона на этапе, непосредственно предшествовавшем накоплению ашинской серии, содержащей остатки сложно устроенных живых систем эдиакарского типа [14, 18]. Эта перестройка была выражена в изменении источников детрита.

В завершении отметим, что мезопротерозойская часть возрастного набора **dZr**, зафиксированного в породах ашинской серии, аналогична мезопротерозойским частям возрастных наборов **dZr** из верхнепермских моласс Предуральского прогиба (наши новые данные) и песчаников из верхнепермских красноцветных толщ центральных районов **BEII** [12]. Это свидетельство того, что в поздней перми во время уральского (герцинского) орогенеза породы ашинской серии были выведены на уровень эрозионного среза и стали источником мезопротерозойских **dZr** для верхнепермских толщ Предуральского прогиба и центральных районов **BEII**.

Обработка результатов изучения U–Pb-изотопной системы в dZr, анализ палеогеографии и направления сноса обломочного материала в **BББ** в ашинское время, а также подготовка доклада проведена за счет средств гранта PHФ 21-77-10106.

#### Литература

1. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийскораннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.

2. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

3. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.

4. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. РАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.

5. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые U/Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмсской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432.

6. *Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В.* Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.

7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфС, 2010. 280 с.

8. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U–Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.

9. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrone®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.

10. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/ Рb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. РАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.

11. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н. и др. Возраст и стратиграфическая позиция осадочных толщ Багрушинских гор, Южный Урал: первые результаты U–Pb датирования (LA–ICP–MS) детритового циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 93. № 2. С. 29–35.

12. Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В. и др. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.

13. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. P. 23–45.

14. Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. Arumberiatype structures in the Upper Vendian of the Urals // Dokl. Earth Sci. 2012. Vol. 447. N. 1. P. 1233–1239.

15. *Kuznetsov N.B., Meert J.G, Romanyuk T.V.* Ages of the detrital Zircons (U/ Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic – Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: a Testing of an Australia-Baltica Connection within the Rodinia // Precambrian Research. 2014. Vol. 244. P. 288–305.

16. *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. Vol. 236. P. 16–30.

17. *Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton / Gee D.G., Pease V. (Eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc. London. 2004. Vol. 30. P. 19–35.

18. *Razumovskiy A.A., Ivantsov A.Y., Novikov I.A., Korochantsev A.V.* Kuckaraukia multituberculata: A new Vendian fossil from the Basa Formation of the Asha Group in the South Urals // Paleontol. J. 2015. Vol. 49. P. 449–456.

# Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, Б.Г. Покровский<sup>1</sup>, А.А. Колесникова<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>, А.В. Страшко<sup>1,3</sup>, А.С. Новикова<sup>1</sup>, А.С. Дубенский<sup>1,3</sup>, В.С. Шешуков<sup>1</sup>, С.М. Ляпунов<sup>1</sup>

## Срединная морена позднедокембрийского горно-долинного оледенения запада Сибирской платформы (тиллиты р. Бол. Черная, север Заангарской части Енисейского кряжа)

Верхнедокембрийские разрезы северного Заангарья (части Енисейского кряжа, расположенной к северу от нижнего течения р. Ангара) содержат диамиктиты. Эти образования развиты: (1) на обширных площадях в долине верхнего течения р. Вороговка (правый приток р. Енисей) [1, 3, 11]; (2) локально в районе устья р. Чивида, впадающей справа в р. Чапа в среднем течении (правая нижняя часть бассейна р. Подкаменная Тунгуска) [4]; (3) у устья р. Суктальма, впадающей слева в р. Чапа в среднем течении [1, 3]; (4) в верхней части крупного скального обнажения, в котором представлен разрез, так называемой, «шоколадной пачки» вандадыкской свиты [6], на правом борту долины р. Чапа в пространстве между устьями ее правых притоков рек Чингасан и Чивида.

В 2019 г. при проведении полевых исследований в бассейне р. Бол. Черная мы изучили локально развитые здесь древние диамиктиты, показанные на картах [7, 8] как верхнерифейская или вендская [9] чивидинская свита, и пришли к выводу, что это реликт срединной морены позднедокембрийского горно-долинного ледника [2]. Структурно выше этих диамик-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт Физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

титов залегают известняки, доломитизированные известняки и доломиты лебяжинской свиты, относимой к нижнему кембрию [7] или к самым верхам венда – нижнему кембрию [4], разрез которой здесь наращивается в сторону от диамиктитов. Несмотря на то, что реальных соотношений между диамиктитами и лебяжинской свитой здесь наблюдать нельзя, а составители карт [7, 8] поля распространения этих образований разделили разломом, мы полагаем, что в действительности породы лебяжинской свиты здесь налегают на диамиктиты и представляют собой «венчающие карбонаты» («cap carbonates») этих ледниковых образований. Если это так, то рассматриваемые диамиктиты можно понимать, как ледниковые образования, связанные с субглобально проявленным оледенением Байконур. В этом случае возраст рассматриваемых диамиктитов не может быть древнее конца позднего венда.

Из матрикса диамиктитов на р. Бол. Черная (N61°20'10.73"; E91°33'29.66") отобрана проба К19-107 для U–Pb-изотопного датирования зёрен детритового циркона (**dZr**), которое выполнено в ЛАХИ КЦП ГИН РАН по методике, описанной в работе [10]. Результаты 135 выполненных анализов представлены на рис. 1. Полученные 128 кондиционных датировок (-10% < D1, D2 < 10%, где D1 = 100% \* [возраст ( $^{207}$ Pb/ $^{235}$ U) / возраст ( $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U) – 1], D2 = 100% \* [возраст ( $^{207}$ Pb/ $^{235}$ U) / возраст ( $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U) – 1], D2 = 100% \* [возраст ( $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb) / возраст ( $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U) – 1]) рассеяны в диапазоне 1805±12÷3223±10 млн лет. Это означает, что детрит, слагающий матрикс диамиктитов, представлен продуктами эрозии комплексов раннедокембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы (**CII**).

Обращает на себя внимание мономодальное распределение возрастов dZr из матрикса изученных диамиктитов (рис. 2), которое свидетельствует о преимущественно локальном источнике детрита. Наиболее вероятно, что источником подавляющего большинства зёрен dZr был фактически один гранитный массив с возрастом ~2.5-2.6 млрд лет. Граниты с такими возрастами вполне типичны для фундамента прилегающих к Заангарью частей СП. В частности, недавно опубликованы данные U-Pb-изотопного датирования акцессорного циркона из Юрубченского гранитоидного массива, расположенного в западной части СП [5]. Сопоставление этих данных с нашими (рис. 1, 2) показывает, что по возрасту, содержаниям Th и U и величинам Th/U, идеальное совпадение этих параметров наблюдается у циркона из пробы К19-107 и Мs-гранитов из скважины 112 (обр. 112-2). Для циркона из Вt-трондъемитов (обр. 112-5) и гранодиоритов (обр. 66-3) зафиксировано хорошее совпадение с параметрами циркона из матрикса диамиктитов по возрасту, но значительные расхождения по содержаниям ThиU.

Фигуративные точки, соответствующие 8 дискордантным анализам из пробы К19-107 на диаграмме с конкордией (рис. 1 А), расположены



Рис. 1. (А) Диаграмма с конкордией для U-Pb анализов dZr из пробы K19-107. Эллипсы показывают 68% доверительный интервал измерений для всех анализов. В виде врезок (Б и В) на сером фоне показаны увеличенные фрагменты конкордии. Г – диаграмма содержания Th и U в изученных зёрнах. На (А и Г) дополнительно показаны результаты изучения циркона из гранитов Юрубченского массива из [7]

вдоль дискордии Disc-1 (рис. 1 A) с верхним и нижним пересечениями 2615±32 и 249±110 млн лет. Дискордия Disc-2 (рис. 1 A), построенная по фигуративной точке анализа a52, и точкам, сгруппированным около части конкордии, соответствующей возрасту 1.9 млрд лет, определяет верхнее пересечение 1892±7 млн лет, а нижнее – 281±7 млн лет. Нижние пересечения дискордий Disc-1 и Disc-2 соответствуют времени проявления Сибирского суперплюма.

Для нескольких **dZr** из пробы K19-107 получены аномально высокие значения Th/U (рис. 1  $\Gamma$ ). Дискордия, построенная по трем точкам, соответствующим самым высоким зафиксированным значениям Th/U в пробе (анализы a83, a75 и a73) и анализу a117 (Disc-3 на рис. 1 A), определяет нереальное отрицательное значение нижнего пересечения, а отсутствие точек в нижней части диаграммы критически ухудшает точность опреде-
ления значения нижнего пересечения. Тем не менее, визуально тенденция для анализов с повышенными значениям Th/U качественно также поддерживает интерпретацию, в соответствии с которой изученные диамиктиты подвергались воздействию Сибирского суперплюма. Т.е. зерна циркона с редко встречаемыми высоким величинами Th/U, локальным источником которых был один кристаллический комплекс, под воздействием траппов были подвержены разной степени потери свинца и поэтому расположены на дискордии. Аналогичные тенденции для дискордантных анализов характерны и для акцессорного циркона из гранитов Юрубченского массива (рис. 1 А).

Таким образом, первичными источниками dZr в матриксе изученных диамиктитов были граниты, участвующие в строении кристаллического фундамента **СП**. При этом большая часть материала поступала из гранитов, аналогичных Ms-гранитам Юрубченского массива.

Исследования проведены по темам Госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; полевые и аналитические работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (№ 19-05-00794).



**Рис. 2.** Гистограмма и КПВ кондиционных U-Pb датировок dZr из пробы К19-107 (А) и величин Th/U в цирконе (Б). Данные по величинам Th/U в цирконе из гранитов Юрубченского массива из [7]

## Литература

1. Григорьев В.Н., Семихатов М.А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 11. С. 44–57.

2. Колесникова А.А., Кузнецов Н.Б., Покровский Б.Г. и др. Древние диамиктиты (тиллиты) в нижнем течении реки Большая Черная на севере заангарской части Енисейского Кряжа (вести с полей 2019) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 117–119.

3. *Николаев И.Г.* Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия главного геолого-разведочного управления. 1930. XLIX. № 7. С. 781–798.

4. Покровский Б.Г., Буякайте М.И, Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, SR и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литол. и пол. ископаемые. 2012. № 2. С. 197–221.

5. Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А. и др. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. №5. С. 451–477. DOI: 10.31857/S086959032105006X.

6. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Издво АН СССР, 1962. 242 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 68).

7. Струнин Б.М., Тучрин А.В., Писаренко Р.И. Государственная геологическая карта (P-46-XX) м-ба 1:200 000. Л: Картфабрика объединения «Аэрогеология». 1976.

8. Строженко А.А., Васильев Н.Ф. Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа (1:20000). ОАО «Красноярскгеосьемка» 2012.

9. *Хоментовский В.В.* Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2014. Т.55. № 3. С. 464– 472.

10. *Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V.* et al. Upper Triassic Sequences of the Crimean Mountains: First Results of U–Pb Dating of Detrital Zircons // Moscow University Geology Bulletin. 2020. Vol. 75. N. 3. P. 220–236. DOI: 10.3103/S0145875220030096.

11. *Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A.* et al. Sturtian Glaciation in Siberia: Evidence of Glacial Origin and U-Pb Dating of the Diamictites of the Chivida Formation in the North of the Yenisei Ridge // Precambrian Research. 2020. Vol.345. 105778. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.105778.

## Вендские и позднепалеозойские связанные с плюмовой активностью габброидные интрузии в структуре Башкирского мегантиклинория: новые данные о структурном положении и возрасте (U-Pb SIMS, <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar)

В структуре Башкирского мегантиклинория (БМА) распространены габброидные интрузии, данные о возрасте которых недостаточны и дискуссионны, но принимаются в диапазоне от раннего рифея до венда и палеозоя [1, 3, 5–7, 12]. На западе и в центре мегантиклинория интрузии не дислоцированы, в то время как на востоке-дислоцированы, а габброиды и вмещающие породы метаморфизованы вплоть до эклогитовой фации.

В центре мегантиклинория, в районе Туканского железорудного месторождения, субвертикальные субмеридиональные дайки габбро (ямантауский комплекс) мощностью до 15 м и протяженностью более одного километра прорывают зигазино-комаровскую свиту среднего рифея, представленную переслаивающимися алевролитами и песчаниками. Породы свиты смяты в изоклинальные опрокинутые и лежачие складки.

Габбро средне-мелкокристаллические, с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой, а в зонах эндоконтакта мелкокристаллические и афанитовые. В породе преобладают плагиоклаз, КПШ, диопсид; вторичные минералы – соссюрит, амфибол, хлорит. Туканские габбро относятся к толеитовой серии. Особенности их состава: SiO<sub>2</sub> = 50.1%; TiO<sub>2</sub> = 1.92%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14.22%; F = FeO<sub>общ</sub>/(FeO<sub>общ</sub>+1.37MgO) = 0.7; K<sub>2</sub>O = 0.82-1.44%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1.68-2.94; La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 2.38-2.96.

Возраст цирконов, полученный нами U/Pb методом (SHRIMP II), дал большой разброс значений в диапазоне 963–1500 млн лет. Цирконы являются ксеногенными и не характеризуют возраст интрузии.

На западе мегантиклинория, к северу от с. Кулгунино распространены тела габброидов, содержащие КПШ и Ві. Один из силлов щелочных габброидов прорывает песчаники зильмердакской свиты верхнего рифея [6]. Среднекристаллические габбро имеют офитовую текстуру, где около 50% объема занимает измененный КПШ и альбит. Серпентин и хлорит замещают ортопироксен и оливин. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, ильменитом и титаномагнетитом. В зоне закалки

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

эндоконтакта породы представлены трахибазальтовыми порфиритами с ксенолитами вмещающих песчаников. Данные породы относятся к известково-щелочной серии. Особенности состава габбро: SiO<sub>2</sub> = 48.75%; TiO<sub>2</sub> = 2.61%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 15.86%; F = 0.54; K<sub>2</sub>O = 7.9%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0.01; La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 5.95.

Данные о возрасте щелочных габбро неоднозначны [6]. Нами U/Pb методом были датированы цирконы из габбро, представляющие ксеногенную популяцию с возрастом 255–2965 млн лет. <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar возраст закрытия изотопной системы полевого шпата из габброидов 298±6 млн лет, что соответствует началу пермского периода.

На востоке мегантиклинория интрузии объединяются в пикритгаббродолеритовую формацию. В карьере Суранского флюоритового месторождения субвертикальные дайки габброидов прорывают суранскую свиту нижнего рифея. Вмещающими породами являются стоящие на головах слои и смятые в складки черные углеродистые алевролиты и карбонаты суранской свиты нижнего рифея. Складки с вертикальными субмеридиональными осевыми поверхностями и горизонтальными шарнирами. Три субпараллельных тела габброидов деформированы вместе с вмещающей толщей, в них множество зеркал скольжения. Вдоль экзоконтактов протягиваются жилы флюорита и селлаита мощностью до 0.6 м. В структуре присутствуют тектонические покровы, в которых наблюдается пологое залегание пород суранской свиты. Дайки присутствуют только на нижнем структурном уровне, в параавтохтоне.

Габбро среднекристаллические, массивные, сложенные плагиоклазом, авгитом, слюдистыми минералами, КПШ, ильменитом. Плагиоклаз замещен вторичными минералами и альбитом. Пироксен хлоритизирован и эпидотизирован. КПШ выполняет тонкие прожилки и участвует в структурах распада в плагиоклазе. Акцессорные минералы – апатит, сфен и манган-ильменит. Из вторичных минералов присутствуют эпидот, карбонаты. Габброиды относятся к толеитовой серии. Особенности состава: SiO<sub>2</sub> = 47.94%; TiO<sub>2</sub> = 1.89%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 9.9–12.14%; F = 0.66; K<sub>2</sub>O = 0.3%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 11.42; La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 4.75.

Датирование цирконов из габброидов Суранского месторождения U/ Pb методом (SHRIMP II) показало присутствие ксеногенных мезопротерозойских цирконов и кластер с поздневендским средним значением 570±6 млн лет.

На востоке мегантиклинория силлы габбро прорывают карбонатную укскую свиту верхнего рифея и криволукскую свиту, представленную терригенными и вулканогенно-осадочными породами и относящуюся к нижнему венду, или терминальному рифею. Силлы деформированы вместе с вмещающими толщами в складки, в том числе изоклинальные. Rb-Sr возраст габбро – 689±5 млн лет [3].

В габброидах близ с. Кулгунино, в отличие от суранских и туканских габбро, прослеживается отчетливый Ta-Nb минимум, присутствие которого объясняется коровой контаминацией расплава, что следует из диаграммы Пирса (2008) Nb/Yb–Th/Yb.

Внедрение габброидных интрузий в БМА принято связывать с плюмами [6, 9, 13]. Рассмотренные примеры связаны с проявлениями плюмовой активности в венде (суранские габбро) и в позднем палеозое (туканские габбро). Для суранских габбро (криволукско-мисаелгинский комплекс), согласно нашим данным получен возраст 570±6 млн лет. Близкий возраст был получен для габбро этого комплекса на р. Инзер (557 млн лет) и на р. Лемеза (557 млн лет) [4]. Магматическая активность в диапазоне 572-547 млн лет проявлена в БМА также в виде вулканических туфов в разрезе ашинской серии венда [10, 14]. Интрузии Суранского месторождения находятся на краю ареала белорецкого метаморфического комплекса. По данным [15], возраст метаморфизма эклогитов белорецкого комплекса был определен Rb-Sr методом как 532 млн лет. Плюмовая активность, и связанный с ней поток тепла в вендское время, отразились в преобразовании глинистых минералов в разрезе рифейских толщ, для которых К-Аг изохронным методом были получены многочисленные значения около 560 млн лет [11].

Габброиды в районе Туканского месторождения являются секущими по отношению к лежачим и опрокинутым складкам. Ориентировки и морфология складок близки к складкам, наблюдаемым в ордовикских комплексах на востоке мегантиклинория [2], что позволяет считать эти деформации позднепалеозойскими и связывать их с межконтинентальной коллизией. Аналогичные интрузии в регионе выделяются как ямантауский габбродолерит-пикритовый комплекс, для которого по двум пробам установлен возраст 284±2 и 292±2 млн лет соответствующий сакмарскому веку перми [5].

К ранней перми относится также закрытие <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar изотопной системы полевого шпата из габброидов района Кулгунино (298±6 млн лет). Пока не ясно, представляет ли это значение возраст интрузии, или наложенной калишпатизации.

С пермским этапом тектогенеза связано появление молодой высокоурановой популяции цирконов в туфах зиганской свиты ашинской серии венда, для которой по 11 точкам нами получен возраст 565± 5 млн лет. По 6 высокоурановым зернам среднее значение составляет 285 млн лет.

Полученные данные позволяют выделять два этапа внедрения интрузий, связанных с плюмами, а также проявления вулканизма, складчатости и метаморфизма, которые относятся к эпохам тиманского (венд-кембрий) и уральского (поздний палеозой) тектогенеза.

#### Литература

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.

2. Голионко Б.Г., Артемова О.А. Позднедокембрийские и палеозойские деформации восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91 № 6. С. 3–15.

3. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Неопротерозойский магматизм Криволукского грабена (Южный Урал) // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 40-летию Башкирского отделения РМО. Уфа, 2009. С. 22–24.

4. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Айдаров Э.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVI (Инзер). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 129 с.

5. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40–Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

6. Ковалев С.Г., Горожанин В.М., Тимофеева Е.А. Магматические породы территории геопарка «Торатау» // Геологический вестник. 2020. № 1. С. 83–94.

7. *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. 392–428.

8. *Пучков В.Н*. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера 2018, Т. 18, № 4. с.483–499.

9. *Пучков В.Н., Сергеева Н., Ратов А.А.* Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения // Геологический сборник № 11. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2014. С. 22–36.

10. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U–Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.

11. Степанов А.И., Анфимов Л.В., Расулов А.Т. и др. Калий-аргоновая датировка постдиагенетических изменений глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Литосфера. 2010. № 4. С. 18–30.

12. Хотылев А.О., Тевелев А.В. и др. Суимский и Кургасский рифейские дайковые комплексы: состав и петрологические особенности (Южный Урал, башкирский мегантиклинорий) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, № 5. С. 3–14.

13. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сб. № 5. Информационные мат-лы / Ред. В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин. Уфа: ИГ УрО РАН, 2006. С. 1–45.

14. 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. Vol. 236. P. 16–30.

15. Willner A.P., Gopon M., Glodny J. et al. Timanide (Ediacardian-Early Cambrian) metamorphism at the transition from eclogite to amphibolite facies in the Beloretsk complex, SW-Urals, Russia // Journal of Earth Science. 2019. № 30.

А.М. Курчавов<sup>1</sup>

## Геодинамические аспекты связи зональности магматизма и металлогении орогенных вулкано-плутонических поясов

На примере орогенных вулкано плутонических поясов представлены некоторые особенности связи эндогенной металлогении с магматической зональностью и геодинамикой, позволяющими использовать их в прогнозных целях и для палеотектонических реконструкций. Под орогенными понимаются линейно вытянутые ареалы вулканитов и комагматичных им интрузивов, возникающих в континентальную стадию развития складчатых поясов в ассоциации с молассами. При субдукции океанической плиты под консолидированную континентальную плиту возникают окраинноконтинентальные (надсубдукционные) пояса. Они формируются на континенте вдоль границы с подвижной областью, распространяясь далеко внутрь континента. Пример – девонские и верхнепалеозойские магматиты Казахстана, мезо-кайнозойские Тихоокеанского обрамления (Андийский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский пояса и др.). При субдукции океанической плиты под островодужные энсиалические структуры также возникают наземные (орогенные) вулкано- плутонические пояса (позднекайнозойские магматиты Камчатки, девонский континентальный

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Россия, Москва

вулкано-плутонический пояс хребтов Чингиз и Тарбагатай в Казахстане). Другого типа пояса формируются при коллизии континентальных плит (коллизионные пояса, переходящие во внутриплитные). Пример – наземные магматиты позднего кайнозоя Альпийского пояса, позднепалеозойские вулканиты и сопряженные с ними гранитоиды Монголии.

Во всех случаях магматиты меняют свои петрохимические характеристики вкрест простирания поясов. Окраинно континентальным поясам свойственна асимметричная зональность магматизма: обособляются фронтальная и тыловая (или внутриконтинентальная) зоны. Магматическая зональность проявляется возрастанием роли щелочности и калиевости однотипных одновозрастных ассоциаций пород от фронтальной зоны поясов к их тыловой зоне [1, 3]. Смена петрохимических зон по латерали сопровождается изменением их металлогенической специфики со сменой элементного состава месторождений и их генетических типов от Pb-Zn и Cu руд колчеданного типа на фронте пояса медно-порфировыми рудами тыловой зоны и далее преимущественно редкометальными месторождениями [3].

Важно подчеркнуть, что, например, промышленно значимые меднопорфировые месторождения Казахстана в пределах девонского и верхнепалеозойского поясов располагаются в тыловой зоне близ границы с фронтальной зоной. В этом отношении показательно расположение крупнейших медно-порфировых месторождений в Андийском поясе, которые локализуются в удалении от зоны океан-континент [11].

Представляется, что необходимым условием для формирования крупных скоплений металлов требуется длительно сохраняющаяся стабильность тектонической обстановки.

Однако установлено, что односторонняя магматическая и металлогеническая зональность может меняться. Так, В.А. Баскиной [1, 8] выявлено, что для Южного Сихотэ-Алиня и Юго-Западной Японии мел-палеогенового окраинно-континентального магматического пояса характерно изменение от берега Японского моря соответственно вглубь Азиатского континента и в сторону Тихого океана отмеченных выше петрохимических параметров магматитов. В этом же направлении происходит смена Pb-Zn, Mo, Au месторождений на Sn и W [8, 9]. Т.е. этому ареалу свойственна симметрично- зеркальная зональность магматизма и металлогении по отношению к Японскому морю. Она принципиально отличается от установленных закономерностей проявления надсубдукционного магматизма и поэтому механизмы субдукции в качестве ее причины не могут быть приняты. Судя по изотопно-геохронологическим данным, симметричная зональность возникла на самых ранних стадиях формирования окраинно-континентального вулканического пояса, задолго до образования Япономорского окраинного бассейна. Но, с другой стороны,

зеркально-симметричный характер этой зональности по отношению к Японскому морю заставляет предполагать существование генетической связи между более ранними процессами, обусловившими симметричную зональность в вулканическом поясе, и более поздними процессами, вызвавшими деструктивное раскрытие Япономорского окраинного бассейна. Причиной было зарождение под данным участком притихоокеанской континентальной окраины Евразии мантийного диапира (или плюма) и его последующий подъем. Размер и форма этого диапира определили конфигурацию, симметричный характер и местоположение различных по петрохимическим и металлогеническим особенностям зон Южного сегмента Сихотэ-Алинского пояса. Мощный поток тепла, исходящий от диапира, способствовал ремобилизации сиалического фундамента и массовому выплавлению кислых магм, продукты которых преобладают в составе сенон-палеогеновых магматических образований Южного Сихотэ-Алиня и Японии. По мере подъема диапира над его кровлей в литосфере усиливались процессы растяжения, которые сначала способствовали повышенной проницаемости коры для магм и рудоносных флюидов и затем привели к разрыву и раздвигу континентальной коры.

Своеобразие расположения металлогенических зон в Монгольском сегменте Евразийского позднепалеозойского пояса было показано А.А. Моссаковским [1, 2]. Магматическая зональность и ее связь с мантийным диапиризмом здесь ранее отмечали В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк и др. [6, 7, 10]. Свойственная данному сегменту в карбоне асимметричная магматическая зональность, с нарастанием щелочности с юга на север, в перми приобретает черты симметричности: формируется Хангайский батолит известково- щелочного типа, а севернее и южнее в это время – бимодальные ассоциации. Это связано с коллизионными процессами. В условиях сильнейшего сжатия при межконтинентальной коллизии плита, перекрывающая срединно-океаническую рифтовую зону и питающий ее мантийный диапир, не смогла расколоться и утолщается.

Симметричная магматическая зональность Монгольского сегмента и Ю. Сихотэ-Алиня и ЮЗ Японии обусловлена воздействием поднимающегося мантийного диапира (или плюма), но геодинамические последствия его в рассматриваемых случаях были разными. На Дальнем Востоке это происходило в окраинно-континентальной обстановке, что способствовало растяжению над диапиром коры континентальной окраины, ее раздвигу и образованию окраинного моря с субокеанической корой. В Монголии, наоборот, при сильнейшем сжатии вследствие утолщения коры в центральной части проявилось гранито- и сводообразование. Это отразилось и на металлогении. Если в Ю. Сихотэ-Алине и ЮЗ Японии Pb-Zn и Мо месторождения группируются в центре, а Sn-W по периферии, то в Монгольском сегменте расположение зон обратное: над диапиром в области распространения гранитоидных плутонов располагаются Sn-W месторождения, а по периферии (на юге и севере) – Cu-Mo.

Современный рисунок односторонней латеральной изменчивости вещественных параметров вулканогенных и интрузивных пород может быть обусловлен различиями в геологической истории блоков как в доорогенный период, так и на стадии формирования окраинно-континентального вулканического пояса. Расположение выходов магматических пород различной петрохимической принадлежности на современном срезе может быть также следствием нарушенности первичной внутренней структуры поясов или их сегментов в результате последующих перемещений блоков.

Поэтому выявление изначального расположения петрохимических зон требует всестороннего анализа, в том числе важен учет особенностей расположения эндогенных рудных объектов для выделения предполагаемой фронтальной зоны вулканических поясов и соответственно границы океан–континент [5].

#### Литература

1. *Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А.* Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов // Геотектоника. 1999. № 1. С. 64–80.

2. Курчавов А.М., Баскина В.А., Моссаковский А.А. Геодинамические аспекты формирования металлогенической зональности орогенных окраинноконтинентальных вулканических поясов // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. 25– 28 августа 1998 г.. Иркутск: Ин – т геохимии СО РАН, ООО «Сантей», 1998. С. 294–295.

3. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника. 2000. № 4. С. 32–43.

4. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Хамзин С.Х., Мазуров А.К. Металлогеническая зональность девонского вулкано-плутонического пояса Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. №1. С. 22–30.

5. *Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М.* Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем–среднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 3. С. 66–92.

6. Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. 1990. 240 с.

7. Эндогенные рудные формации Монголии. Труды, Вып. М.: Наука, 1984.

8. *Baskina V*. The Mirror-Image zonality of magmatism and ore deposits around the Japan Sea // Recent Advances in Marine Science & Technology. 1996. P. 45–54.

9. Ishihara S., Shibata K., Uchiumi S. K-Ar Ages of Ore Deposits Related to Cretaceous-Paleogene Granitoids // Bull. Geol. Survey Japan. 1988. Vol. 39. P. 81–94.

10. *Kovalenko V., Yarmolyuk V., Bogatikov O.* Magmatism, geodynamics and metallogeny of Central Asia. Moscow. MIKO – Commerscial Herald Pablishers, 1995. 275 p.

11. Petersen U. Metallogenic provinces in South America // Geologische Rundschau. 1970. Vol.59. P.834–897.

# Ю.Г. Кутинов<sup>1</sup>, З.Б. Чистова<sup>1</sup>, Т.Я. Беленович<sup>1</sup>

## Глубинное нефтегазообразование и современный геодинамический режим Арктической зоны спрединга на примере хр. Гаккеля

Целью работы являлось выявление признаков зон глубинного нефтегазообразования в современном геодинамическом режиме Арктического сегмента земной коры. Формирование и эволюция скоплений углеводородов (УВ) тесно связаны с геодинамическими процессами на границах литосферных плит [3]. Поэтому на настоящий момент назрел вопрос детального анализа геодинамического режима наличия или отсутствия пространственно-временной связи бассейнов УВ и геодинамических структур. Условия образования УВ в зонах субдукции и рифтогенеза с разных точек зрения рассмотрены в многочисленных публикациях [2, 7, 9 и др.]. Однако зоны спрединга практически не рассматриваются. Учитывая, что крупнейшие скопления УВ конформны Арктической зоне спрединга, необходим детальный анализ его геодинамического режима и рассмотрение возможных связей напряженно-деформированного состояния земной коры этой глобальной межплитной границы, а не только рассмотрение возможных вариантов палеореконструкций.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук, Архангельск, Россия

Для сопоставления напряженно-деформированного состояния Арктической зоны спрединга нами были рассчитаны и рассмотрены: особенности фокальных механизмов очагов землетрясения и векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений; значения коэффициента Лоде-Надаи; энергоемкости блоков и параметр дискретности [5]. Более подробно анализировался хр. Гаккеля.

При этом мы руководствовались следующими соображениями:

1) лабораторное моделирование процессов образования нефти показало, что необходимо определенное сочетание *P*–*T*-условий [8]: чередование режимов растяжения и сжатия. Необходим подток глубинного водорода, который реализуется в условиях растяжения. В дальнейшем, чтобы не произошла трансформация нефти в керогены, необходимо сжатие;

2) в целом геодинамический режим достаточно отчетливо отражается на процессах седиментации и характеристиках нефтегазоносных процессов. На более детальном уровне существенно отличаются провинции Баренцевоморского и Карского шельфов, т.е. для соблюдения вышеуказанных условий необходимо наличие не только меняющегося напряженнодеформированного состояния как по вертикали, но и блоковое строение земной коры;



Рис. 1. Схема полей напряжений в пределах Срединно-Арктического хребта [1].
1 – диаграммы плоскостей скалывания в проекции на верхнюю полусферу стереографической проекции; 2 – блок-схемы деформаций земной коры;
3 – траектории главных нормальных напряжений: растяжения σ<sub>2</sub>, сжатия σ<sub>1</sub>;
4 – границы участков (блоков) с различными: а – полями напряжений, б – деформациями; 5 – простирание Срединно-Арктического хребта



Рис. 2. Современный геодинамический режим хр. Гаккеля, по: [5]

I – схема распределения очагов землетрясений и фокальных механизмов вдоль простирания хребта Гаккеля: 1 – эпицентры землетрясений с M ≥ 4,0, h = 0–10 км, 2 – эпицентры землетрясений с M ≥ 5,0, h = 10–20 км, 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений (залитые – области волн сжатия).

II – характеристики фокальных механизмов очагов землетрясений вдоль хр. Гаккеля: А – схема распределение фокальных механизмов очагов землетрясений по глубине их залегания; Б – схема направления (азимутов простирания) векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений; В – современная геодинамическая модель земной коры хребта Гаккеля 3) при оценке влияния зоны спрединга необходимо учитывать не только его геоморфологическое отражение в структуре дна океана, сколько область его динамического влияния, которая намного превосходит по поперечным размерам непосредственно зону спрединга [3].

В пределах Срединно-Арктического хребта установлено сложное напряженно-деформируемое состояние земной коры. Поля напряжений и деформаций с юга-востока на северо-запад изменялись три раза (рис. 1) [5]. Устойчивое поле напряжений установлено в пределах Верхоянского, Книповича, Мона и Исландского хребтов.

Установлено, что хр. Гаккеля имеет сложное слоисто-блоковое строение, с меняющимся в пространстве (по латерали и вертикали) и времени напряженно-деформированным состоянием [5] (рис. 2). В слоистоблоковой среде послойно, а в отдельных блоках и во времени меняется напряженно-деформированное состояние литосферы, которое напрямую зависит от направления осей сжимающих напряжений. Установлена приуроченность пространственно сближенных нефтегазоносных бассейнов Баренцева и Карского морей с участком современного неустойчивого геодинамического режима хр. Гаккеля [6]. Таким образом, и на более детальном уровне наблюдается пространственное совпадение блоков Арктического срединно-океанического хребта с разным геодинамическим режимом с нефтегазоносными бассейнами с различным типом земной коры.

Наличие вертикальной послойной и латеральной (блоковой) сегментации было выделено и в Норвежско-Гренландском бассейне. Такая же вертикальная и латеральная сегментация отмечается в зоне Камчатской субдукции и в структуре рифтовых зон (Байкальская рифтовая система), и у палеорифтов (север Русской плиты) [3].

Таким образом, нефтегазообразование связано с различными геодинамическими режимами. Объединяет их сложное послойно-блоковое строение, сочетание и/или перемешивание режимов растяжения и сжатия, меняющихся в пространстве (по латерали и вертикали) и времени.

## Литература

1. Беленович Т. Я., Кутинов Ю. Г. Современная геодинамика Западной Евразии по сейсмологическим данным // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 73–78.

2. Гаврилов В. П. Происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 176 с.

3. *Кутинов Ю.Г.* Современный геодинамический режим Арктического сегмента земной коры и нефтегазообразование. Пенза: научн.-изд. центр «Социосфера», 2021. 281 с.

4. *Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я., Чистова З.Б., Неверов Н. А.* Современная геодинамика Норвежско-Гренландского бассейна по сейсмологическим данным за 1964–1991 гг. // Арктика: экология и экономика. 2017. № 3 (27). С. 28–38.

5. *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.

6. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беленович Т.Я. Геодинамический режим Арктической окраинно-континентальной зоны и нефтегазоносность // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник науч. материалов Всерос. конф. с междунар. Участием. Архангельск, 2020. С. 31–35.

7. *Кучерук Е.В., Алиева Е.Р.* Рифтогенные бассейны и месторождениягиганты // Геология нефти и газа. 1991. № 3.

8. *Маракушев А.А., Маракушев С.А.* Генетическая связь нефтяных залежей со щелочным магматизмом большой глубинности // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 10. С. 1486–1496.

9. Сорохтин Н. О., Лобковский Л. И., Никифоров С. Л. Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2 (18). С. 14–25.

Е.В. Кушманова<sup>1</sup>

# Геодинамические условия формирования и мантийные источники гранат-барруазит-омфацитовых пород неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (Приполярный Урал)

Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс, расположен на восточном склоне Приполярного Урала, имеет серповидную форму и протяженность – около 80 км. Комплекс был выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 в 1981 г. [1]. С востока он ограничен Главным Уральским разломом, а с запада по Эрепшорскому разлому контактирует со средне-верхнерифейскими отложениями вулканогенноосадочного керегшорского комплекса. По данным U-Pb (La-ICP-MS) дати-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

рования метаморфогенных цирконов [4] неркаюский комплекс относится к палеопротерозойским образованиям.

Петрографическое изучение пород неркаюского комплекса показало, что среди них в основном распространены гранат-слюдяные кристаллические сланцы, и метабазиты гранат-барруазит-омфацитового и гранатбарруазитового состава, а также продукты их низкотемпературного диафтореза [3].

Гранат-барруазит-омфацитовые породы являются продуктами изменения эклогитов. Они состоят из омфацита, пироп-альмандинового граната и барруазита. В переменных количествах присутствуют альбит, мусковит, эпидот, рутил, титанит, ильменит, пирит, халькопирит и магнетит.

Результаты дискриминантного анализа по С.Д. Великославинскому [1] и положение фигуративных точек составов пород дискриминантных диаграммах (А. Нематова, Б. Муана и Н. де ля Роша, А.А. Предовского, А. Миаширо и др. [5]) показали, что гранат-барруазит-омфацитовые породы неркаюского комплекса образовались по толеитовым базальтам, относящимся к низко-калиевому типу пород серии нормальной щелочности.

Точки составов гранат-барруазит-омфацитовых пород на диаграмме в координатах La/10–Y/15–Nb/8 [5] попадают в области окраинноконтиненальной внутриплитной и островодужной обстановок (рис. 1).

Мультиэлементные спектры изучаемых пород характеризуются средними и высокими значениями K, Rb и Th; максимумы наблюдаются по La и P, минимумы – по Ta и Zr. График РЗЭ имеет почти горизонтальную форму со слабо выраженным отрицательным наклоном. При сравнении с базальтами различных геодинамических обстановок спектры гранат-

Рис. 1. Положение точек составов гранат-барруазитомфацитовых пород неркаюского метаморфического комплекса на диаграмме [La/10]–[Y/15]–[Nb/8] [6]



барруазит-омфацитовых пород менее фракционированы, чем у континентальных рифтогенных базальтов (внутриплитных), и более фракционированы, чем у задуговых базальтов [6].

На диаграмме в координатах Th/Nb–Ce/Nb [9] точки составов гранатбарруазит-омфацитовых пород образуют тренд от внутриплитных образований в сторону островодужных, что может указывать на обогащение расплава флюидным компонентом.

Небольшой тренд от области средне обогащенного компонента до области примитивного и деплетированного компонента создают точки составов пород на диаграмме в координатах La/Yb–Th/Ta [8]. Еще один тренд создают точки составов пород на диаграмме La/Lu–Gd/Yb [7] в сторону уменьшения глубины и увеличения степени частичного плавления мантийного вещества.





разных мантийных источников в системе [Nb]–[Nb/Yb] [10]. Кривые показывают вычисленные соотношения при плавлении пород гранатового перидотита с содержанием граната 1%, 5%, 10% (GtP1, GtP5, GtP10), шпинелевого лерцолита (SpLz) примитивной мантии (PM), умеренно деплетированного гарцбургита (Hz) деплетированной мантии (DM) и островодужного гарцбургита (ArcHz) поддуговой сильно деплетированной мантии (ArcM) Сопоставление с результатами численного моделирования частичного плавления разных мантийных источников в координатах Sm–Sm/Yb [10] и Nb–Nb/Yb [10] показывает, что точки составов пород образуют тренд от мантийного источника шпинель-лерцолитового состава до гарцбургитового состава островодужной (надсубдукционной) системы с увеличением степени частичного плавления мантии (рис. 2).

Можно предполагать, что формирование протолитов гранат-барруазитомфацитовых пород происходило в результате континентально-окраинного рифтогенеза, возможно, в набсубдукционной обстановке и последующего формирования задугового моря с утоненной континентальной корой.

Континентальные рифтогенные базальты образовались из расплава, магмогенерация которого происходила, скорее всего, при плавлении шпинелевого лерцолита. Дальнейшая эволюция магматического расплава, возможно, связана с влиянием флюидного компонента, уменьшением глубины магмогенерации и увеличением деплетированности и степени плавления мантийного источника (гарцбургитового состава). Такие условия характерны для надсубдукционной обстановки.

#### 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 // Докл. РАН. 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., 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.

4. Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И., Панфилов А.В., Потапов И.Л. Возраст протолитов и геохронология метаморфизма Неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 96–107.

5. *Скляров Е.В.* Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

6. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.

7. Boyce J.A., Nicholls I.A., Keays R.R., Hayman P.C. Variation in parental magmas of Mt Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. Vol. 169. 11. doi: 10.1007/s00410-015-1106-y

8. *Condie K.C.* Continental growth during a 1.9 Ga superplume event // J. Geodynamics. 2002. Vol. 34. P. 249–264.

9. Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol (Special Lithosphere Iss.), 1988, p. 415–445.

10. 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 suprasubduction system // International Geology Review. 2014. v. 56. p. 823–844.

# А.В. Кушнарёва<sup>1</sup>, А.К. Худолей<sup>1</sup>, Д.В. Алексеев<sup>2</sup>

## Расшифровка строения Караджилгинского массива (Северный Тянь-Шань): от недеформированных гранитов к милонитам

Северный Тянь-Шань представляет покровно-складчатую систему, в пределах которой распространены мезопротерозойские гранитоиды, приуроченные к выступам фундамента Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. К их числу относятся гранитоиды Караджилгинского массива, обнажающегося в горах Караджилга на западном окончании Киргизского хребта в южном обрамлении Макбальского антиклинория.

В литературе рассматриваются две модели строения массива. Согласно первой модели, гранитоиды прорывают вмещающую их осадочную толщу и вместе с ней образуют синформу СЗ простирания [3]. Вторая модель предполагает, что осадочная рама моложе гранитоидов, а массив представляет аллохтонную пластину [1, 2].

Нами было проведено детальное структурное картирование массива с отбором ориентированных образцов для микроструктурных исследований. В нескольких пересечениях на юго-западном фланге массива были установлены интрузивные контакты гранитоидов, иногда с апофизами гранитов, со сланцами. Наблюдаемые соотношения свидетельствуют, что Караджилгинский массив представляет собой интрузив, а тектонические нарушения на его контактах имеют локальный характер. Контакты массива, а также и гнейсовидность в гранитоидах, ориентированы субсогласно

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

с напластованиями во вмещающих толщах, что указывает на близкую к пластовой форму интрузива. В северной и центральной частях массива преобладают южные падения гнейсовидности, а в южной части – северные падения. На северо-западном окончании массива гнейсовидность деформирована в синклиналь конформно с породами осадочной рамы (рис. 1).

По степени деформированности нами выделены четыре разновидности гранитоидов: 1) недеформированные граниты, 2) гнейсовидные граниты (foliated granites), 3) гранито-гнейсы и 4) милониты (рис. 1).

Недеформированные граниты представляют мелко- и среднекристаллические разности, без признаков перекристаллизации и разгнейсования. Ранее, в некоторых работах они рассматривались как палеозойские [5], однако выполненное в рамках исследования U-Pb датирование показывает, что породы имеют мезопротерозойский возраст, близкий к возрасту окружающих гнейсов, и образуют с гнейсами единый магматический комплекс. В пользу этого свидетельствуют и наблюдаемые постепенные переходы от недеформированных гранитов к гнейсовидным разностям и гранито-гнейсам.

Гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы слагают основной объем массива, часто образуя зоны чередования (рис. 1). К гнейсовидным гранитам отнесены породы с незначительной переориентировкой кристаллов. Переход к гранито-гнейсам фиксируется по появлению преимущественной ориентировки зерен полевого шпата и кварца и значительной перекристаллизации. Гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы слагают зоны СЗ простирания, субпараллельные длинной оси массива. На СЗ окончании массива они образуют синформу, повторяя изгиб пластов в осадочной раме массива (рис. 1). Милониты, распознаются по значительно более тонкой зернистости относительно вмещающих пород, наиболее сильному удлинению зерен и полосчатости, сформированной за счет перекристаллизации.

Кинематический анализ с изучением индикаторов перемещений [4, 6] проводился в зонах максимальных деформаций (shear zones) в гнейсах и милонитах. Для микроструктурного анализа было отобрано 120 ориентированных образцов, по каждому из которых были изготовлены 2 шлифа, ориентированные перпендикулярно гнейсовидности по направлению ее падения и простирания. Микроструктурный анализ показал широкое развитие зон с пластическими деформациями кварца и хрупкими деформациями полевого шпата, выраженными в виде микротрещин и перемещений по ним. Кинематически значимыми элементами являлись индикаторы типа 6 и δ, C/S структуры, слюдяные и кварцевые рыбки, асимметричные микроскладки. Согласно результатам кинематического анализа, основные перемещения происходили по падению и восстанию гнейсовидности,





1 – породы осадочной рамы на карте (а) и на разрезах (б); 2–5 – деформационные разности гранитоидов на карте (а) и на разрезах (б): 2 – недеформированные граниты, 3 – гнейсовидные граниты, 4 – гранито-гнейсы, 5 – милониты;
6 – точки отбора ориентированных образцов (а), в том числе с зафиксированными индикаторами перемещения (б); 7 – ориентировка гнейсовидности;
8 – направление перемещения в гнейсах и милонитах, установленное по кинематическим индикаторам; черным показан поднятый блок, белым – опущенный

тогда как перемещения по простиранию играли подчиненную роль. Разнонаправленные перемещения в различных зонах позволяют обозначить относительно приподнятые и опущенные структурные домены (рис. 1, разрезы). Локально в северной и западной краевых частях массива фиксируются правосторонние сдвиги. Проведенные исследования показывают, что Караджилгинский массив представляет интрузив пластовой формы (лополит или крупный силл), внедрившийся субпараллельно напластованиям вмещающих осадочных толщ. В процессе деформаций, сопровождавшихся разгнейсованием гранитоидов и метаморфизмом пород осадочной рамы, контакты интрузива были частично нарушены срывами, формировавшимися вследствие различных реологических свойств гранитов и окружающих сланцев. Внутренние деформации массива имеют крайне неоднородный характер, вследствие чего среди гранито-гнейсов и милонитов, отражающих максимальные деформации, сохраняются тела практически недеформированных гранитов. Перемещения на первом этапе деформаций происходили в субмеридиональном направлении и локализовались вдоль зон пологих надвигов и срывов. На втором этапе породы интрузива и вмещающей рамы были деформированы в единую синформу.

Исследование проводилось при поддержке гранта РФФИ 20-05-00252. Съемка шлифов для структурных исследований выполнена в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» Санкт-Петербургского государственного университета.

#### Литература

1. Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: Институт геологии НАН КР, 2008. 159 с.

2. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.

3. Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Г. (ред.) Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1: 357 с.; Т. 2: 245 с.

4. *Родыгин А.И*. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Томский университет, 1991. 99 с.

5. *Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. (ред.)* Геологическая карта Кыргызской республики, масштаб 1:500000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2008.

6. *Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J.* Atlas of mylonites and related microstructures. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 322 p.

# Пермо-триасовый кислый вулканизм Рогожниковско-Назымского грабена (Западная Сибирь)

Продукты пермо-триасового вулканизма широко распространены на территории Западной Сибири и выделяются в составе доюрского структурного комплекса. Традиционно эти вулканические комплексы связывают с масштабным рифтогенезом на рубеже перми и триаса, синхронным трапповому магматизму на Сибирской платформе. Наиболее яркие отличия вулканитов Западной Сибири от одновозрастных траппов Сибирской платформы – это: (1) их приуроченность главным образом к многочисленным рифтогенным структурам; и (2) значительная доля продуктов кислого вулканизма, практически полностью отсутствующих на Сибирской платформе. Распространение кислых вулканитов, их пространственные и возрастные соотношения с базальтоидами, а также продолжительность вулканизма изучены слабо и являются предметом дискуссии. Отчасти эта проблема связана с недостаточной доступностью пермо-триасовых вулканитов для непосредственного изучения, поскольку доюрский структурный комплекс Западной Сибири вскрыт и охарактеризован керном лишь в ограниченном числе скважин.

Объектом настоящего исследования являются кислые вулканические породы Рогожниковско-Назымского грабена, приуроченного к зоне сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины [1]. Интерес к данному объекту связан с тем, что это наиболее крупная из известных структур в пределах Западно-Сибирской плиты, практически полностью сложенная пермо-триасовыми кислыми вулканитами, а также с наличием Рогожниковского и Средненазымского нефтяных месторождений, пространственно приуроченных к грабену. В рамках работы было проведено макроскопическое изучение керна более 20 скважин, петрографическое изучение 300 шлифов методами оптической и электронной микроскопии, интерпретация геохимических данных по петрогенным и примесным элементам (XRF, ICP-MS), анализ сейсмических и каротажных данных, а также выполнены определения U-Pb (SHRIMP-II) возраста.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> ЗАО «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского», Москва, Россия

Рогожниковско-Назымский грабен расположен в северо-восточном борту Красноленинского свода и протягивается в северо-западном направлении примерно на 150 км при ширине в 40–60 км. Мезозойский осадочный чехол в пределах данной структуры подстилается мощными вулканогенными толщами дацит-риолитового состава. Кислые вулканиты Рогожниковско-Назымского грабена с юго-запада граничат с позднепротерозойскими метаморфитами фундамента Красноленинского свода, с северо-востока – с палеозойскими образованиями Полуйского свода и Фроловской мегавпадины.

Детальное петрографическое изучение вулканитов юго-восточной части грабена (район Средненазымского месторождения) показало резкое преобладание лав и лавобрекчий кислого состава: дацитов, риодацитов, риолитов, трахидацитов. Как правило, лавы обладают порфировой структурой с вкрапленниками полевых шпатов, реже кварца. Вкрапленники темноцветных минералов находятся в подчиненном положении, представлены амфиболом, редко биотитом, орто- и клинопироксеном. Среди текстур лав доминируют массивные, флюидальные и перлитовые. В подчиненном количестве присутствуют кислые туфы, которые характеризуются чрезвычайным разнообразием, по размерности варьируя от пепловых до бомбово-лапиллиевых. По составу обломков среди туфов выделяются как витро-, так и лито-, и кристаллокластические разности.

Принципиально схожие по петрографии кислые вулканиты нами обнаружены и в других частях грабена, в частности, в его северо-западной части (район Рогожниковской группы месторождений, Малоатлымская, Южно-Моимская, Центральная площади). Следует отметить, что во всех изученных скважинах полностью отсутствуют базальтоиды, широко распространенные в пермо-триасовом рифтогенном комплексе Западно-Сибирской плиты.

На сейсмических профилях вулканогенная толща Рогожниковско-Назымского грабена характеризуется серией полого залегающих отражающих поверхностей, образующих отрицательную структуру. Вулканиты слагают серию кальдер или вулкано-тектоническую депрессию, осложненную крутопадающими разрывными нарушениями с амплитудой смещения до 100 м. Подошва вулканогенных образований в центральной части грабена не вскрыта скважинами; по сейсмическим и скважинным данным, мощность вулканитов превышает 400 м. Кислые лавы на сейсмических профилях образуют мощные покровы, прослеженные на расстояние до 5–10 км, при этом мощность тел резко меняется по латерали, убывая от 70–80 до 10–20 м. Эти тела представляют собой серии лавовых покровов, приуроченные к локальным вулканическим центрам. Можно отдельно проследить тела перлитовых лав и лавобрекчий, которые образуют меньшие по протяженности (до 4–5 км) тела мощностью 10–50 м с интенсивной латеральной изменчивостью. В кровле пермо-триасовых вулканитов, а также внутри мощных лавовых покровов развиты коры выветривания мощностью до 10–25 м. В отдельных разрезах внутри лавовых толщ встречается до 3–5 горизонтов кор выветривания. Эти горизонты маркируют продолжительные периоды покоя между извержениями. Наконец, туфы слагают относительно маломощные (5–25 м) горизонты, которые прослеживаются практически через всю доступную для изучения территорию (более 10 км).

Закономерности изменения фаций и мощностей указывают на наличие множественных локальных центров извержений, которые маркируются повышенной мощностью лавовой фации. Размер индивидуальных вулканических аппаратов составляет 1–5 км, что типично для современных кислых вулканических центров. Общий коэффициент эксплозивности для вулканической провинции можно оценить как 15%, что существенно ниже, чем в надсубдукционных обстановках (80–95%), и ниже, чем в континентальных рифтах (40%).

Прослои вулканогенно-осадочных пород среди вулканитов крайне редки и имеют мощность менее 1 м, что указывает на высокую интенсивность вулканизма и слабо расчлененный рельеф во время извержений, в связи с тем, что все локальные понижения заполнялись лавовыми и пирокластическими потоками. Такая палеогеографическая обстановка сходна с кислыми вулканическими аппаратами Охотско-Чукотского пояса [2].

Петрохимические характеристики вулканитов Рогожниковско-Назымского грабена и соседних изученных ареалов кислого вулканизма достаточно однородны и крайне сходны друг с другом (рис. 1). Наиболее важными чертами являются: 1) резкое преобладание кислых вулканитов нормальной и повышенной щелочности (риолиты, трахириолиты, дациты), преимущественно высококалиевой серии; 2) обеднение Ta-Nb, обогащение Pb, что указывает на реликты надсубдукционной обстановки; 3) сильное обогащение всеми несовместимыми элементами. Совокупность петрохимических признаков свидетельствует о формировании данного вулканического комплекса в геодинамической обстановке постколлизионного рифтогенеза.

Возрастные ограничения пермо-триасового вулканизма в пределах Рогожниковско-Назымского грабена установлены рядом прецизионных U-Pb датировок цирконов (SHRIMP-II), выполненных в ЦИИ ВСЕГЕИ в рамках данной работы. Все 9 проб, представляющих Средненазымскую, Рогожниковскую, Ляминскую, Верхненазымскую, Нялинскую площади, продемонстрировали возрасты в диапазоне от 254±2 до 248.2±1.3 млн лет, что соответствует поздней перми – раннему триасу. С учетом доверительных интервалов датировок можно заключить, что общая продолжительность магматизма составляла не менее 2.5 млн лет. При этом стоит



Рис. 1. Петрохимические особенности вулканитов Рогожниковского грабена. А, Б – ТАЅ-диаграммы: А – Средненазымская площадь; Б – Рогожниковская площадь. В, Г – мультиэлементные спайдерграммы (нормировано на примитивную мантию): В – Средненазымская площадь; Г – Малоатлымская площадь

отметить, что крайние по возрасту датировки представляются наименее надежными из-за наибольших СКВО и малой вероятности конкордантности.

Таким образом, формирование кислых вулканитов Рогожниковско-Назымского грабена и прилегающих территорий происходило на рубеже перми и триаса в геодинамической обстановке постколлизионного рифтогенеза. На это указывают петрохимические особенности, относительно низкий коэффициент эксплозивности и палеогеографические условия вулканизма (субаэральные извержения из множественных локальных центров при слабо расчлененном рельефе). Специфической особенностью Рогожниковско-Назымского грабена является практически исключительно кислый состав вулканитов, что роднит этот регион с Кремнекислыми Крупными Магматическими Провинциями [3].

#### Литература

1. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа». Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2004. 148 с.

2. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм северовостока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2018.

3. *Bryan S.E., Ernst R.E.* Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews. 2008. Vol. 86. P. 175–202.

# И.В. Латышева<sup>1,2</sup>, А.В. Шацилло<sup>3</sup>

# Строение голоустенской свиты неопротерозоя Западного Прибайкалья на примере разреза Хейрем – Риты

Голоустенская свита слагает основание мощной толщи осадочных пород байкальской серии неопротерозойского возраста, широко развитой в Прибайкалье. В разном объёме голоустенская свита присутствует на восточных и западных склонах Байкальского и Приморского хребтов на всем западном побережье оз. Байкал. Разрезы байкальской серии и голоустенской свиты, как правило, тектонизированы и представлены разрозненными выходами, характеризуются сильной латеральной изменчивостью, что создает определенные трудности при составлении сводного разреза. Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез голоустенской свиты (рис. 1), общей мощностью около 1 км, изучен нами на водоразделе между долинами рек Хейрем и Риты (Байкальский хребет), в ходе полевых исследований 2018 и 2021 гг. Упоминания об этом разрезе присутствуют лишь в объяснительной записке к ГГК-200-1, подробного изучения разреза до настоящего времени не проводилось.

Контакт с породами фундамента и нижняя часть голоустенской свиты вскрываются в правом борту р. Риты, на высоте ~1650 м (рис. 1). В осно-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия



**Рис.** Строение разреза голоустенской свиты на водоразделе pp. Хейрем – Риты.

 породы фундамента; 2 – диамиктиты; 3 – доломиты слоистые серые и кремовые; 4 – мергели красноцветные доломитовые ламинарные; 5 – пестроцветная сланцево-карбонатная пачка; 6 – известняки серые мелкозернистые;
 известняки розовато-бурые строматолитовые; 8 – песчаники кварцевые косослоистые с карбонатным цементом; 9 – песчаники белые кварцитовидные; 10 – сланцы и алевролиты зеленые и зеленовато-серые; 11 – гравелиты темно-зеленые; 12 – доломиты серые брекчированные; 13 – известняки черные оолитовые; 14 – голоустенская свита; 15 – улунтуйская свита; 16 – элементы залегания слоистости; 17 – элементы залегания шарниров складок и линейности; 18 – субвулканическое тело основного состава; 19 – разломы вании свиты находится пачка диамиктитов зеленовато-серого цвета, мощностью от 2 до 4 м [2]. Литологические особенности диамиктитов (различный состав, размер, степень окатанности и сортировки обломков, наличие в породе обломков «утюгообразной» формы, штриховка и борозды на поверхностях некоторых обломков, песчано-алевритовый состав матрикса, массивная текстура) позволяют с уверенностью отнести их к породам ледникового происхождения. Диамиктиты с резким контактом перекрываются пачкой серых и кремовых слоистых доломитов, часто брекчированных, мощностью около 30 м. Изотопные характеристики углеродного состава этих доломитов [2] типичны для неопротерозойских постгляциальных «венчающих карбонатов».

Пачка диамиктитов не выдержана по простиранию – в 0.5 км к ЮЗ признаки диамиктитов в разрезе отсутствуют, и «венчающие карбонаты» налегают непосредственно на гранитоиды фундамента. Это может быть связано с тектоническим характером контакта, либо с фациальной изменчивостью базальных уровней свиты. Мы склоняемся к последнему варианту.

К контакту гранитоидов фундамента и пород голоустенской свиты приурочены редкие развалы метасоматитов, образовавшихся, предположительно, по вулканическим породам. Наличие в основании голоустенской свиты продуктов синхронного вулканизма [1] позволяет предполагать тесную временную связь между процессами вулканизма и седиментацией.

Слоистые доломиты вверх по разрезу постепенно сменяются красноцветными ламинарными мергелями, которые сложены микритовыми доломитами с разным содержанием глинистого вещества и гематита. В красноцветных ламинарных мергелях присутствует несколько уровней с конседиментационными складками и брекчиями, мощность красноцветной пачки около 20–25 м. Пачка осложнена тектоническими дуплексами, вызвавшими локальные сдваивания в верхней части разреза.

Красноцветные ламинарные мергели постепенно сменяются пестроцветной (лиловые и зеленые тона) пачкой переслаивания слоистых известняков и тонкослоистых глинистых алевролитов. Вверх по разрезу этой пачки окраска пород становится зеленовато-серой. Общая мощность пачки 30–35 м. В этой пачке присутствуют мелкие конседиментационные складки, наряду со складками тектонического происхождения, отличить которые часто затруднительно.

Выше залегает маломощная (~10 м) пачка серых мелкозернистых известняков, иногда песчанистых, в верхней части (~3 м) строматолитовых. Серые строматолитовые известняки постепенно переходят в розоватобурые строматолитовые известняки, вверх по разрезу в них увеличивается содержание песчаного материала. Через 35–40 м строматолиты в разрезе полностью пропадают, и известняки переходят в серые песчанистые известняки и кварцевые косослоистые и линзовидно-слоистые песчаники с карбонатным цементом (~30 м) в которых присутствуют текстуры «рыбий хвост», характеризующие прибрежно-морские обстановки осадконакопления.

Песчаники с карбонатным цементом связаны постепенным переходом с пачкой белых кварцитовидных песчаников. Кварцитовидные песчаники с линзовидной и градационной слоистостью, нередко содержат более грубозернистые гравелитовые прослои. Мощность кварцитовидных песчаников ~250–300 м, в средней части этой пачки среди песчаников появляются редкие прослои серых сланцев.

Выше по разрезу обнажена мощная толща (~400 м) зеленых и зеленовато-серых сланцев и алевролитов с редкими тонкими (до 10 см) прослоями глинистых известняков или доломитов. Сланцы прорваны небольшим субвулканическим телом основного состава, мощностью ~15–20 м.

Толща сланцев интенсивно деформирована и по тектоническому контакту граничит с пачкой белых кварцитовидных песчаников (~10 м). В кровле этой пачки присутствуют грубозернистые песчаники и гравелиты, переходящие выше в зеленоватые и бурые породы с большим количеством глинистого матрикса, с мелкими, до 1 см, гальками полимиктового состава, мощность этого прослоя ~1.5 м.

Выше залегает толща светло-серых брекчированных доломитов, мощностью ~15 м, перекрытых серыми сланцами, мергелями и черными оолитовыми известняками (20–30 м), литологически схожими с породами улунтуйской свиты (средняя часть байкальской серии). Трещины, разделяющие крупные доломитовые блоки, заполнены темно-серым карбонатным материалом, представлявшим, вероятно, инъекции перекрывающего осадка в процессе конседиментационных деформаций. Возможно, что с этим ранним этапом деформаций связано внедрение субвулканического тела, прорывающего сланцы голоустенской свиты.

Описанный разрез представляет собой крыло крупной принадвиговой складки с субгоризонтальным шарниром ЮЗ-СВ простирания, находящееся в нормальном залегании. В верхней части разреза, сложенной черными оолитовыми известняками, наблюдается замок антиклинальной складки с пологим шарниром ЮЮЗ падения, вероятно также связанной с надвигом. Выше по водораздельному хребту встречаются редкие коренные выходы и курумные развалы, представленные кристаллическими сланцами, не характерными для голоустенской свиты, и в соответствии с ГК-200, относимыми к акитканской серии палеопротерозоя. Вероятно, контакт байкальской и акитканской серий на изученном участке тектонический и представляет собой крупный надвиг ССВ простирания, по поверхности которого развита долина р. Хейрем. Литологический и фациальный состав голоустенской свиты изученного разреза позволяют наметить общие черты эволюции бассейна осадконакопления. Накопление ледниковых диамиктитов (крайне редко встречающихся в Прибайкалье) происходило в локальных впадинах, являвшихся, возможно, подледниковыми озерами. Накопление «венчающих карбонатов» и вышележащих ламинарных красноцветных мергелей связано с перигляциальными озерно-лагунными обстановками. Вышележащая пестроцветная пачка маркирует углубление бассейна и переход к морской обстановке, связанные с подъемом уровня моря в результате дегляциации. По мере заполнения бассейна происходила смена глинисто-карбонатных, относительно глубоководных осадков, отложениями мелководного шельфа (строматолитовые известняки) и далее прибрежно-морскими и эпиконтинентальными песчаниками.

Наши наблюдения [3] показывают, что толща кварцевых песчаников средней части голоустенской свиты является важным событийным маркером, который прослеживается не только в Прибайкалье, но и на западном склоне Алданского щита (основание сеньской свиты). На севере Прибайкалья нижняя терригенно-карбонатная часть голоустенской свиты полностью выпадает из разреза и на комплексы фундамента налегают песчаники. Эти изменения в строении свиты наблюдаются уже в ~20 км к северо-востоку от разреза Хейрем-Риты.

Региональное распространение горизонта песчаников средней части голоустенской свиты обусловлено трансгрессией, возможно связанной с полным освобождением планеты от ледниковых щитов криогения, усилением гидрологического цикла и переотложением зрелого материала ледниковых пустынь и кор выветривания из центральных частей Сибирской платформы к ее периферии. Эволюция осадконакопления в разрезе Хейрем-Риты в позднеголоустенское время определялась, вероятно, тектоническими факторами, связанными с процессами рифтогенеза. Осадконакопление происходило на фоне контрастных вертикальных движений, отражающих смену в разрезе песчаников сланцами, затем вновь песчаниками и карбонатами.

Исследования проведены в рамках тем государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые работы вдоль западного побережья оз. Байкал в июне–августе 2021 г. проведены за счет средств РФФИ (грант № 19-05-00794).

#### Литература

1. Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А, Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 370–374. 2. Шацилло А.В., Латышева И.В., Колесникова А.А. Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хемостратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 346–350.

3. Шацилло А.В., Латышева И.В. Состав и строение голоустенской свиты неопротерозоя Прибайкалья (вести с полей) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 252–256.

# <u>Г.В. Леднева</u><sup>1</sup>, С.П. Шокальский<sup>2</sup>, О.В. Петров<sup>2</sup>, С.А. Сергеев<sup>2</sup>

## Долериты хр. Менделеева: результаты петрологических и изотопно-геохронологических исследований и их геодинамическая интерпретация

В современном представлении, базирующемся на данных геофизических исследований [3, 4, 6, 8–10; 12–16] и изучении материала из коренных выходов и драгировок океанического дна [1, 2, 5, 11, 15, 17], хр. Менделеева представляет собой один из фрагментов утоненной континентальной литосферы Северного Ледовитого океана [2, 10, 12, 15]. Достоверно установлено, что в пределах хребта в раннем мелу проявилась внутриплитная магматическая активность, выразившаяся в излияниях континентальных трахибазальтов и трахиандезитов [2] и предположительно связанная с формированием высокоширотной крупной магматической провинции Арктики (HALIP). Вместе с тем, подводные наблюдения, состав драгированного материала и изотопно-геохронологические данные также позволяют предполагать более ранний эпизод или эпизоды магматической активности в пределах хр. Менделеева. Так известно, что базиты слагают дайки и силлы среди коренных карбонатных отложений позднего ордовика – раннего силура [5], а долериты были совместно драгированы

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

с карбонатными породами раннего – позднего девона, карбона и (?)перми на нескольких полигонах [11, 15]. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar субплато возрасты амфибола, пироксена и плагиоклаза из драгированных долеритов позволяют предполагать, что эти породы не моложе ордовика – силура [1]. Авторы работы [15] предполагали кембрийский возраст этих же долеритов на основании присутствия в них наиболее молодой популяции цирконов с возрастом ~500 млн лет.

Мы представляем результаты исследования долеритов наиболее представительной коллекции (9 образцов) из южной части хр. Менделеева (79.450° с.ш., 171.989° в.д.: полигон 3 по [2]), собранной в ходе российской высокоширотной экспедиции «Арктика-2012». В основе работы лежат материалы ВСЕГЕИ: (а) валовая петрохимия (XRF) и геохимии пород (ICP-MS), полученная в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ; (б) изотопно-геохимический состав стронция и неодима пород и минералов и (в) U–Pb SHRIMP датировки цирконов из долеритов, полученные в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Обработка данных позволила установить следующее.

1. Долериты – умеренно-К породы нормальной щелочности, отвечающие по составу базальтам и ферробазальтам разной степени фракционирования (Mg# = 100Mg/(Mg+Fe) = 60.4–20.8). Это геохимически и изотопно обогащенные породы, обнаруживающие признаки когенетичности, контаминации источника расплава и/или магмы в процессе ее кристаллизации верхнекоровым материалом или осадочными породами. Изученные долериты по геохимии отличаются от раннемеловых трахибазальтов и трахиандезитов хр. Менделеева (для сравнения использованы данные из [2].

2. Sm–Nd изохронный возраст долерита (обр. KD12-03-09d-204, лаб. № VB52) составляет 537.4±9.4 млн лет (СКВО = 2.7, фракции – валовый состав, пироксен, амфибол, плагиоклаз) и отвечает границе раннего кембрия – эдиакария.

3. Конкордатные возрасты цирконов (в 5 образцах с наибольшим числом датированных зерен) варьируют в широком диапазоне преимущественно от позднего неопротерозоя до среднего палеопротерозоя; единичные зерна имеют архейские возрасты, а наиболее древние из них датированы палеоархеем (ок. 3.4 млрд лет). В одном из долеритов (обр. KD12-03-09d-49, лаб. № VB43) два зерна цирконов датированы ранним силуром (432±5 млн лет, конкордатный U–Pb возраст). Мы предполагаем, что цирконы не являются продуктами кристаллизации магм, родоначальных для долеритов, и имеют ксеногенное происхождение. На это указывает их сходство с детритовыми цирконами как по разнообразию морфологии, признаков транспортировки зерен, так и характер спектров плотности вероятности распределения возрастов цирконов. Потенциальным источником обломочных цирконов являются терригенные или вулканогенно-терригенные породы. Спектры плотности вероятности распределения возрастов цирконов из долеритов похожи на спектры детритовых цирконов из песчаников южной части хр. Менделеева [7].

4. Sm-Nd изохронный возраст долеритов и U–Pb конкордатный возраст наиболее молодых единичных цирконов долеритов не согласуются друг с другом, и мы не можем отдать предпочтение одному из них. Карбонатные породы драгированные в пределах полигона 3 содержат тепловодные водоросли позднего девона – раннего карбона и позднего карбона (московский ярус) [11]. Однако их возраст не может быть распространен на долериты, поскольку в пределах полигона 3 и долериты, и карбонаты представляют собой драгированные образцы, а геологические соотношения этих пород не были установлены.

5. Геохимия и изотопный состав стронция и неодима долеритов указывают на их формирование во внутриплитной геодинамической обстановке. Это в совокупности с результатами изотопно-геохронологических исследований (хотя и противоречивых) можно рассматривать как свидетельство проявления в пределах хр. Менделеева плюмового магматизма или магматизма обстановки растяжения континентальной литосферы в раннем силуре или на границе раннего кембрия – эдиакария.

Таким образом, можно полагать, что внутриплитный магматизм в пределах хр. Менделеева проявлялся не только в раннем мелу при формировании HALIP, но и ранее, возможно, на границе раннего кембрия – эдиакария или в раннем силуре.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ 20-17-00197.

#### Литература

1. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Травин А.В., Кашубин С.Н., Шокальский С.П., Шевченко С.С., Петров Е.О. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в Северном Ледовитом океане // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 431–435.

2. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

3. Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Гусев Е.А., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Киреев А.А., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г., Савин В.А., Черных А.А., Элькина Д.В. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.

4. Поселов В.А., Буценко В.В., Жолондз С.М., Киреев А.А. Структуры растяжения в комплексе Центрально-Арктических подводных поднятий // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С. 3–17.

5. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.

6. *Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y.* HLY0503 Geophysics Team. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev Ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 183. P. 481–502.

7. Grikurov G., Petrov O., Shokalsky S., Rekant P., Krylov A., Laiba A., Belyatsky B., Rozinov M., Sergeev S. Zircon geochronology of bottom rocks in the central Arctic Ocean: analytical results and some geological implications / 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 VI. SPb: A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 2014. pp. 211–232.

8. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P. 5047–5051.

9. *Jowitt S.M., Williamson M.-C., Ernst R.E.* Geochemistry of the 130 to 80 Ma Canadian High Arctic Large Igneous Province (HALIP) event and implications for Ni-Cu-PGE prospectivity // Economic Geology. 2014. Vol. 109. P. 281–307.

10. Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M., Morozov A.F., Vyatkina D.V., Golysheva Yu.S., Kashubina T.V., Milshtein E.D., Rybalka A.V., Erinchek Yu.M., Sakulina T.S., Krupnova N.A., Shulgin A.A. Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment «Arctic-2012» // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 107–122.

11. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // J. Geodyn. 2018. Vol. 120. P. 23–44.

12. Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82 degrees N: Evidence of continental crust // Geoph. J. Intern. 2006. Vol. 165. P. 527–544.

13. *Oakey G.N., Saltus R.W.* Geophysical analysis of the Alpha–Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 65–84.

14. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A review // Tectonophysics. 2014. Vol. 628. P. 1–25.

15. Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 29–71.

16. *Shephard G.E., Müller R.D., Seton M.* The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // Earth Sci. Rev. 2013. Vol. 124. P. 148–183.

17. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniychu A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Mar. Geol. 2019. Vol. 407. P. 148–163.

# <u>Г.Л. Лейченков<sup>1,2</sup>, Ю.Б. Гусева<sup>3</sup></u>

## Тектоническое строение северо-западной части моря Уэдделла, Антарктика

Северо-западная часть моря Уэдделла включает континентальные блоки земной коры фанерозойского Западно-Антарктического подвижного пояса и небольшие глубоководные осадочные бассейны Пауэлл и Джейн, которые сформировались в задуговых обстановках. Тектоническое строение северо-западной части моря Уэдделла изучается более 30 лет, но ранее рассматривались лишь некоторые элементы этого достаточно сложного в геодинамическом отношении региона. Единственная тектоническая схема была составлена в 1998 г. международной группой [1] и с тех пор не обновлялась. Отдельные научные исследования выполнялись только по изучению бассейна Пауэлл [2, 3] и бассейна Джейн [4], в результате которых уточнялся возраст их раскрытия и детали строения земной коры. Нами впервые проведено обобщение и интерпретация всех имеющихся здесь сейсмических разрезов и составлена тектоническая схема, отражающая историю геодинамического развития региона, расположенного на границе Антарктической и Тихоокеанской плит. В результате выполненных

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУНПП «ПМГРЭ»), Санкт-Петербург, Россия


исследований оконтурены границы блоков фанерозойского складчатого пояса и позднекайнозойских магматических дуг, выявлена структура задуговых бассейнов Пауэлл и Джейн, установлено положение границы между корой континентального и океанического типов (рис. 1).

Континентальные блоки представлены фрагментами складчатого пояса: Южным хребтом Скоша, Южно-Оркнейским плато и Южным хребтом Пауэлл. Поверхность фундамента Южно-Оркнейского плато разбита многочисленными сбросами, образующими небольшие грабены, заполненные осадками мощностью около 1.0 км (рис. 1). Происхождение грабенов связано с растяжением земной коры, которое предшествовало спредингу морского дна в бассейне Пауэлл. Граница между континентальными блоками (Южный хребет Скоша, Южно-Оркнейское плато) и морем Скоша представляет собой активный левосторонний сдвиг (рис. 1).

Бассейн Пауэлл является океанической структурой, с глубинами моря до 3500 м, образовавшейся в результате отделения блока Южно-Оркнейского плато от Антарктического полуострова в период от 27 до 18 млн лет назад (рис. 1). За исключением юго-востока, где он соединяется с глубоководным бассейном Джейн, бассейн окружён блоками континентальной коры. В центральной части бассейна океанический

Рис. 1. Тектоническая схема северо-западной части моря Уэдделла. 1 – позднепалеозойские-кайнозойские комплексы (континентальные блоки) Западно-Антарктического подвижного пояса: а – обнажённые на поверхности; б – погруженные и частично затронутые рифтогенезом; 2 – рифтовые и сдвиговые континентальные окраины, формировавшиеся на стадии раскрытия задуговых бассейнов (a); современные сдвиговые депрессии, с возможным развитием локальных бассейнов пулл-эпарт (б); 3 – олигоцен-миоценовые погруженные магматические дуги; 4 – океанические бассейны: а – юрскораннемеловой; б – олигоценовый; в – позднеолигоценовый-раннемиоценовый; г – раннемиоценовый-среднемиоценовый; 5 – граница континент-океан: a – дивергентная; б – трансформная; 6 – крутые уступы в поверхности фундамента, ограничивающие погруженные континентальные блоки; 7 – региональные сбросы в подошве континентальных блоков; 8 – сбросы на границах грабенов (структур растяжения); 9 – палеосдвиги; 10 – зона палеосдвигов; 11 – зоны палеосубдукции; 12 – палеотрансформные разломы; 13 – активные сдвиги; 14 – отмершие хребты; 15 – спрединговые магнитные аномалии с номерами хронов полярности; 16 – локальные поднятия фундамента, связанные с дуговым/задуговым магматизмом: а – в пределах рифтогенных окраин; б – в океанических бассейнах; 17 – участки фундамента, обнажённые в морском дне или перекрытые тонким слоем осадков; 18 – участки развития деформаций в осадочном чехле. На врезке показан район северо-западной части моря Уэдделла и моря Скоша с площадью исследований, выполненных в рамках проекта (чёрный контур). БП – бассейн Пауэлл

фундамент, расположенный на глубинах 5.5-6.2 км и характеризуется преимущественно спокойным, относительно ровным рельефом, существенно усложняющимся в периферических частях бассейна, где амплитуды отдельных поднятий и депрессий достигают 1.5-3.0 км. В поле силы тяжести в редукции Буге бассейн Пауэлл характеризуется высокими значениями аномалий (до 220 мГал), типичными для океанической коры небольшой мощности. Гравитационный минимум юго-восточного простирания интенсивностью 10-20 мГал маркирует ось отмершего палеорифта. Аномальное магнитное поле бассейна Пауэлл представлено знакопеременными аномалиями юго-восточного простирания небольшой интенсивности [2]. Граница континент-океан в бассейне Пауэлл со стороны хребтов Южного Скоша и Южного Пауэлла носит трансформный характер и определяется по резкой смене характера залегания и сейсмического облика акустического фундамента. В восточной части бассейна граница континент-океан имеет дивергентный характер и выявлена по изменению морфологии поверхности фундамента.

Бассейн Джейн (рис. 1) образовался в результате задугового спрединга в тылу зоны субдукции литосферы моря Уэдделла под Южно-Оркнейский микроконтинент на протяжении раннего-среднего миоцена (19-14.5 млн лет назад) [4, 5]. Предполагается небольшое омоложение спрединга в восточном направлении. Особенности формирования бассейна Джейн определили сложную структуру южной континентальной окраины Южно-Оркнейского плато, подвергшуюся деформациям в процессе эоцен- раннемиоценовой субдукции под микроконтинент океанической плиты моря Уэдделла. К востоку от 47° з.д. наблюдаются интенсивные деформации сжатия, затронувшие комплекс рифтовых отложений. В подножии континентального склона выделяется крупное поднятие фундамента амплитудой 3.5-4.2 км, протягивающееся вдоль окраины Южно-Оркнейского плато на расстояние свыше 120 км при ширине до 40 км (рис. 1). Это поднятие может являться фрагментом остаточной (реликтовой) палеодуги [4], отделённой от Южно-Оркнейского плато в результате погружения под микроконтинент и последующего «отката» океанической плиты моря Уэдделла. В этом случае поднятие, как и основная палеодуга, отделяющая бассейн Джейн от бассейна моря Уэдделла, представляет собой погруженный континентальный блок Южно-Оркнейского плато, насыщенный надсубдукционными магматическими комплексами.

Океанический фундамент западной части бассейна расположен на глубинах 5.0–5.5 км, в отдельных депрессиях погружаясь до 5.8–6.0 км. В его крайней западной части (между 46° и 49° з.д.) по сейсмическим данным фрагментарно прослеживается серия субширотных линейных поднятий (рис. 1), хорошо выраженных в поле силы тяжести по данным альтиметрии. Природа этих поднятий остаётся неясной, но их образование может быть связано со специфическими геодинамическими условиями, в которых происходила субдукция океанической коры моря Уэдделла в области сочленения континентальных блоков Южно-Оркнейского плато, Южного хребта Пауэлл и океанической коры бассейна Пауэлл (в 2022 планируется выполнить геологическое опробование этих поднятий).

Глубоководный бассейн моря Уэдделла отделяется от бассейна Джейн погруженной палеодугой Джейн (рис. 1) с зоной палеосубдукции на её южной окраине. По результатам магнитных исследований [4] в северной части бассейна Уэдделла выявлена последовательность кайнозойских магнитных аномалий, самой молодой из которых является аномалия C6An (20 млн лет). По данным спутниковой альтиметрии в море Уэдделла выделяются трансформные разломы северо-западного простирания. Крайняя западная разломная зона разграничивает участки развития кайнозойской и мезозойской океанической коры (рис. 1).

#### Литература

1. Maldonado A., Zitellini N., Leitchenkov G., Balanya' J.C., Coren F., Galindo-Zaldıvar J., Lodolo E., Jabaloy A., Zanolla C., Rodrı'guez-Fernandez J., Vinnikovs*kaya O.* Small ocean basin development along the Scotia–Antarctica plate boundary and in the northern Weddell Sea // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. P. 371–402.

2. *Eagles G, Livermore R*. Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula // Marine Geology. 2002. Vol. 185. P. 195–205.

3. *King E.C., Leitchenkov G., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Lodolo E. 1997.* Crustal structure and sedimentation in Powell Basin / Barker, P., Cooper, F. (Eds.). Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin: Part 2. AGU Antarctic Research Series. 1997. Vol. 71. P. 75–93.

4. Bohoyo F., Galindo-Zaldıvar J., Maldonado A., Schreider A.A., Surinach E. Basin development subsequent to ridge trench collision: the Jane Basin, Antarctica // Marine Geophysical Researches. 2002. Vol. 23. P. 413–421.

5. *Maldonado A., Bohoyo F., Galindo-Zaldívar J.* Ocean basins near the Scotia – Antarctic plate boundary: Influence of tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits // Marine Geophysical Researches. 2006. Vol. 27. P. 83–107.

М.Г. Леонов<sup>1</sup>

### Поперечный раздел Евразийского орогена и его отражение в Таласо-Ферганском сегменте Тянь-Шаня

Единственным поперечным дизьюнктивным нарушением Евразийского внутриконтинентального орогена, «секущим» разнородные сегменты коры и литосферы Азии (Казахско-Киргизский и Таримский континенты, каледонско-герцинские структурно-формационные зоны и альпийские орогенные морофоструктуры Тянь-Шаня, Памира и Тибета), является зона кулисно расположенных правых сдвигов, состоящая из нескольких сегментов (Главный разломом Большого Каратау, Таласо-Ферганский разлом, правосдвиговые кулисы западного Кунь-Луня, Шаче-Яндаманский, Момукский, Памиро-Каракорумский сдвиги, структуры «пальмового дерева» в отложениях олигоцена и неогена западного Тарима) (рис. 1).

Таласо-Ферганский разлом (ТФР) – один из наиболее выразительных тектоно-морфологических элементов Средней Азии (рис. 1) – является центральным и наиболее протяженным сегментом этой трансформной зоны. ТФР исследован многими геологами (Д.В. Алексеев, Ю.С. Бискэ, В.Ю. Баталев, В.С. Буртман, Н.Н. Верзилин, А.М. Корженков, Ф.В. Миколайчук, А.К. Рыбин, В.Г. Трифонов, Г.Ф. Уфимцев, А. Band; A. Sobel,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия



**Рис. 1.** Трансазиатский геодинамический раздел в структуре Евразийского орогена.

1 – древние платформы южного ряда; 2 – Евразийский ороген и основные структурные линии (по В.Я. Гольтвегер, Н.М. Кунина, М.Г. Леонов); 3 – Трансазиатская зона сдвигов; 4, 5 – западный (4) и восточный (5) сегменты Евразийского орогена

*Y. Rolland*, *др*.). Привести в тезисах хоть сколько-нибудь полную библиографию по вопросу невозможно, и в тексте упомянуты лишь первые авторы публикаций, данные из которых наряду с собственными наблюдениями и выводами, легли в основу этого доклада.

Разлом косо сечет Центрально-Азиатский пояс и примыкающие к нему структуры Казахстана и Тарима (*А.В. Миколайчук, А. Band, Y. Rolland, E.R. Sobel*). Зона разлома проявлялась в палеозое, мезозое и кайнозое, движения по разлому продолжаются и в настоящее время (*Д.В. Алексеев, В.С. Буртман, В.Г. Трифонов, Г.Ф. Уфимцев, А. Band, Y. Rolland*). Согласно имеющимся данным, суммарная величина горизонтальных перемещений с позднего палеозоя до голоцена достигает порядка 200 км. Вертикальные перемещения составляют несколько километров. Средняя скорость смещений в голоцене, составляла от 5 до 7–15 мм/год, а суммарный правый сдвиг за последние 0.7–1.8 млн лет равен 12–14 км. Отметим некоторые характерные особенности ТФР.

• Зона ТФР представляет собой тектонический элемент, который имеет четкое структурное выражение в виде системы протяженных сдвигов и оперяющих сдвиги разломов, а также примыкающих к зоне разлома структур пулл-апарт, горизонтальных протрузий (*B.C. Буртман, М.Г. Леонов*), присдвиговых шарьяжно-надвиговых систем.

• Зона ТФР имеет морфоструктурное выражение (Г.Ф. Уфимцев) в виде системы горных хребтов (хребты Большого Каратау, Таласский и Ферганский), приуроченных к осевой линии поперечного цокольного поднятия. ТФР является основной разделительной линией в тектоническом рельефе Тянь-Шаня. Морфоструктура к западу и к востоку от линии разлома различна. Крылья разлома вздыблены навстречу друг другу, что указывает на встречное движение западного и восточного геоблоков. В СВ крыле проявлена сводово-глыбовая морфотектоника – чередование цепей поднятий (хребтов) и межгорных впадин с общим субширотным простиранием. В ЮЗ крыле неотектонические формы представлены структурами блокового торошения СВ простирания, с перекосом блоков в сторону Ферганской впадины и погружением к западу. Различия в морфотектонике западного и восточного крыльев ТФР проявлены в рисунке речной сети.

• К западу и к востоку от линии ТФР территория Тянь-Шаня характеризуется различным набором морфоструктурных и фотометрических ансамблей (*М.Г. Леонов*), а также особенностями проявления магматизма (*Г.С. Бискэ*): заметным преобладанием надсубдукционных и орогенных вулканитов в западной провинции и их отсутствием в восточном сегменте Срединного Тянь-Шаня.

• Зона ТФР отражена в геофизических полях. Методами МТЗ установлено различие в коровой электропроводности и в положении кровли корового проводника восточнее и западнее ТФР (*B.Ю. Баталев Е.А., Баталева В.Е., Матюков, А.К. Рыбин*). О различии в физическом состоянии земных недр к западу и к востоку от линии ТФР свидетельствуют данные сейсмических и сейсмологических исследований и сейсмической томографии (*B.H. Погребной, Т.М. Сабитова, Ф.Н. Юдахин, Z. Li, S.W. Roecker*). Верхняя мантия к западу от ТФР (под Ферганской впадиной и ее горным обрамлением) более высокоскоростная, чем к востоку от ТФР. Скоростное строение различается в среднем и нижнекоровых слоях. Скорости Р-волн к западу от ТФР выше таковых к востоку от него. Различно и положение волноводов к западу и к востоку от ТФР: к востоку от разлома волноводы практически отсутствуют. Эти данные указывают на различное агрегатное и реологическое состояния земных недр к западу и к востоку от ТФР.

По данным спутниковой геодезии оценены величины современных движений. Показано (*А.В. Зубович, С.И. Кузиков*), что касательная к разлому компонента скорости в юго-западном крыле разлома выше, чем в

северо-восточном, что подтверждает правосдвиговый характер напряжений, деформаций и смещений в зоне разлома.

Расчеты глубинных геотерм с привлечением петрофизических данных по литосферной мантии указывают на более значительный прогрев Ферганского блока по отношению к Нарынской и Токтогульской впадинам (Ю.Г. Шварцман).

Зона разлома сейсмична, очаги землетрясений достигают глубины 50 км. Данные сейсмологии (В.Н. Погребной, Т.М. Сабитова, С.А Тычков, Ф.Н. Юдахин, Z. Li, S.W. Roecker) позволяют проследить положение зоны ТФР и на бо́льших глубинах. Виртуальная область раздела между восточным и западным сегментами ТФР находит выражение в распределении аномалий скоростей Р-волн до глубин ~130 км (рис. 2). С на-



**Рис. 2.** Распределение аномалий скоростей Р-волн по сейсмотомографическим данным и проекция зоны ТФР на разноглубинные срезы литосферы. Блокдиаграмма построена на основе данных (*С.А. Тычков и др.*)

растанием глубины рисунок распределения разноскоростных объемов меняется. Раздел между сегментами становится менее четким и глубже 230 км не фиксируется. Аномалии имеют округлые формы и трехмерную амебообразную конфигурацию. Наблюдается несовпадение расположения аномалий на разных глубинных срезах и перемежаемость объемов вещества с различными характеристиками скоростей сейсмических волн, что исключает разломные границы между разноскоростными объемами и связано, вероятно, с турбулентным течением вещества.

• Сегменты Тянь-Шаня, расположенные к западу и к востоку от ТФР, отличаются и по многим параметрам геологического строения и развития. Восточный сегмент – это коллизионный моновергентный ороген с движением горных масс с севера на юг и выплескиванием на край Таримской глыбы (Д.В. Алексеев). Сегмент характеризуется шарьяжнонадвиговой структурой с масштабными тектоническими перекрытиями и «перехлестыванием» одних структурно-формационных элементов через другие с отрывом от корневых зон (Д.М. Алексеев, В.С. Буртман, М.М. Буслов, Н.Л. Добрецов, В.И. Макаров, А.А. Моссаковский, М. Allen, *др.*). Западный сегмент является бивергентным аккреционным орогеном, сформированным за счет причленения к северному континенту внутренних морфоструктур Туркестанского палеоокеана. Западному сегменту (Гиссаро-Алайской области), за редким исключением (Тегермачский покров) значительные шарьяжные перекрытия не свойственны.

Таким образом, ТФР в совокупности с Каратауским, Западно-Таримскими и Памирско-Каракарумскими сдвигами образует единую трансрегиональную систему, которая рассекает разнородные сегменты коры и литосферы Азии: Казахско-Киргизский (на севере) и Таримский (на юге) континенты, каледонско-герцинские аккреционные структуры, зажатые между этими континентами, и альпийский ороген. Эта система сдвиговых деформаций является поверхностным выражением тектонической зоны, которая по своим параметрам (протяженности, положению в структуре земной коры, кинематике, продолжительности функционирования, взаимодействию литосферных и подлитосферных потоков) может быть отнесена к категории трансформных разделов субглобального ранга, отделяющих друг от друга различные корово-мантийные геодинамические провинции.

Работа выполнена по теме госзадания № 0135–2019–0047 ФГБУН Геологического института РАН.

# Позднедокембрийские этапы карбонатонакопления Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса: новый взгляд на его тектоническое районирование

Венд-кембрийские карбонатные последовательности северо-востока Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) широко представлены как в строении чехлов древних континентальных блоков, так и в осадочновулканогенных толщах различного происхождения, отражая этапы развития палеоокеана в приэкваториальной части планеты. Более древние эпохи карбонатонакопления достоверно установлены лишь в строении чехла Сибирской платформы на границе мезо- и неопротерозоя, Байкало-Муйской зоне и позднемезопротерозойском чехле Гарганской глыбы. Традиционно, в пределах Тувинского сегмента ЦАСП карбонатные породы выделялись в строении раннепалеозойских осадочно-вулканогенных комплексах Таннуольского и Хамсаринского островодужных террейнах и неопределенного возраста в составе Сангиленского метаморфического блока. На основе этого проводились корреляции, например, относя карбонатные породы Сангиленского метаморфического блока к венд-кембрийским отложениям чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) и различные геодинамические реконструкции.

Впервые для изучения карбонатных отложений Тувинского сегмента ЦАСП нами привлечены изотопно-геохимические методы исследования. Основным из них стала Sr-хемостратиграфия, которая является действенным инструментом при оценке времени седиментации карбонатных пород, для которых отсутствуют биостратиграфические и геохронологические данные. Ниже рассмотрены результаты этих исследований только для известняков с ненарушенной изотопной системой, сохранившей свой первичный изотопный состав, унаследованный от воды в палеоокеане в момент их седиментации. Степень сохранности первично-осадочных изотопно-геохимических характеристик пород была определена на основе петрографического и геохимического изучения.

Так, в строении верхней части вулканогенно-осадочной харальской свиты, распространенной в центральной части Восточной Тувы (бассейны рек Бий-Хем, Харал, Ойна и Дермиржи), изучены горизонты известня-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

ков, переслаивающихся с кварцевыми гравелитами и песчаниками. Отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> изменяется в них от 0.70649 до 0.70652. Значения этого отношения резко различны с таковыми для соседствующих карбонатных пород Тувино-Монгольского микроконтинента. Оценка возраста на основе данных Sr-хемостратиграфии позволила ограничить временной интервал их осадконакопления от 720 до 740 млн лет. Оценка возраста карбонатонакопления харальской свиты, сделанная на основе Sr-хемостратиграфии согласуется с данными по датированию цирконов из вулканитов этой свиты [1]. Так, С.И. Школьник с нашим участием показано, что возраст самых молодых зерен цирконов из вулканита нижней части харальской свиты отвечает 730 млн лет. Кроме того, в породе присутствуют захваченные зерна циркона, с возрастом от 2.1 до 2.9 млрд лет. Для цирконов из кислых туфов верхней части харальской свиты, отобранных в бассейне р. Харал, все полученные конкордантные значения (49 определений) имеют палеопротерозойский и архейский возраст и образуют на диаграмме, соответственно, два значимых пика (1800–1950 млн лет и 2400– 2520 млн лет). Возраст самой молодой популяции (10 зерен) цирконов отвечает 1800 млн лет. Небольшая группа цирконов (6 зерен) не образует статистически значимых пиков и находится в диапазоне 2650-2950 млн [1]. Таким образом, проведенные исследования показали, что накопление карбонатных пород харальской свиты проходило в осадочном бассейне на окраине древнего континентального блока в перерывах между вулканической деятельностью. Данные Sr-хемостартиграфии и U-Pb датирования цирконов харальской свиты однозначно входят в противоречия с существующими представлениями о тектоническом строении изучаемого района, где породы этой свиты отнесены к венд-кембрийской Тувино-Монгольской островодужной системе. Следует отметить, что установленный интервал карбонатонакопления достаточно экзотичен для этой части ЦАСП и не находит одновозрастных карбонатных отложений ни в пределах ТММ и Дзабханского микроконтинента, ни в окружающих их осадочно-вулканогенных комплексах.

Западнее в районе города Кызыл в правом борту Малого Енисея распространены породы нижнеондумской свиты. Полоса этих пород вдоль реки на основе данных биостратиграфии отнесена к кембрийским отложениям. Карбонатные отложения, относимые к этой свите в междуречье рек Малый Енисей и Тапса со стратиграфическим несогласием, залегают на базитах туматтайгинской (?) свиты, возраст которых условно принят как кембрийский. Ранее этот хорошо обнаженный контакт пород во внимание не принимался. В 70 м вверх по разрезу в карбонатных породах впервые нами выделено два горизонта кислых вулканитов и пирокластических пород. Весь этот комплекс пород в настоящий момент входит в состав поздневендской –раннекембрийской Таннуольско-Хамсаринской острово-

дужной системы. Проведенные нами изотопные исследования показали, что Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в известняках меняется от 0.70754 до 0. 70768. Результаты Sr-хемостратиграфии позволяют нам оценить время седиментации этих карбонатных пород в интервале 610-640 млн лет. Изотопные характеристики этих известняков ни в коем случае не могут быть сопоставлены с таковыми для кембрийских карбонатов. Таким образом, накопление изученных нами карбонатных пород, синхронных с ними кислых вулканитов и пирокластики происходило в позднем рифее. Вулканиты, на которых они залегают имеют более древний возраст. На текущий момент наши работы по выделению цирконов и других минералов-геохронометров из подстилающих и синхронных вулканитов не увенчались успехом, но мы не останавливаемся в своих исследованиях по изучению и датированию этих пород. Таким образом, установлено два позднерифейских вулканических события – кислого (610-640 млн лет назад) и более древнего базитового вулканизма. Вероятно, позднерифейские вулканогенно-осадочные породы выходят на дневную поверхность в тектоническом окне аллохтона, представленного породами Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. О присутствии среди источников сноса рифейских и более древних источников сноса свидетельствуют также данные возраста детритовых цирконов аласугской свиты кембрия и геохронология многочисленных валунов плагиогранитов с возрастом 630 млн лет в вулканомиктовых конгломератах баянкольской свиты кембрия, расположенных рядом в Систигхемском прогибе.

На юго-востоке Тувинского сегмента широко распространены карбонатные отложения Сангиленского метаморфического комплекса. Здесь неметаморфизованные карбонатные отложения представлены известняками, реже известковистыми доломитами нарынской свиты. Нижнего и верхнего стратиграфических контактов не выявлено. По своим геохимическим характеристикам они резко отличаются от доломитов нижней части вендкембрийского чехла ТММ. Среди источников поступления растворенного и взвешенного материала для известняков нарынской свиты присутствуют породы кислого состава, а также концентрации Sr в этих породах выше, чем в отложениях чехла в 30-50 раз, достигая 3000 г/т. Проведенные нами изотопные исследования показали, что Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в известняках нарынской свиты меняется от 0.70778 до 0. 70807 при вариациях  $\delta C^{13}$  от -1.3 до +2.9. Результаты Sr- и C-хемостратиграфии позволяют нам оценить время седиментации этих карбонатных пород в интервале 580-600 млн лет. Если данные Sr-изотопии для карбонатных пород нарынской свиты и вендской части чехла ТММ подобны, то вариации δC<sup>13</sup> в них различаются, что так же указывает на их накопление в различных осадочных бассейнах в совокупности с различными геохимическими характеристиками. Возможно, при дальнейших более масштабных наших исследованиях мы сможем

объединить известняки нарынской и псевдо-нижнеондумской свит в единый осадочный чехол древнего микроконтинента.

Проведенные нами исследования уверенно показали площадное распространение позднедокембрийских карбонатных и вулканических пород в пределах Тувинского сегмента ЦАСП и их накопление на более древних породах, формирование которых происходило в том числе, за счет магматической и осадочной переработки более древнего раннедокембрийского материала. Это ни в коем случае не перечеркивает многочисленные исследования пород поздневендской-раннекембрийской Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. Логично предположить, что породы этой островодужной системы находятся в тектонических пластинах, надвинутых на породы древнего континентального блока и его активных окраин, подобно аллохтону в Тункинских гольцах, где на породы ТММ надвинуты палеозойские осадочно-вулканогенные породы островных дуг и задуговых бассейнов. Накопление отложений ТММ и всех изученных известняков Тувинского сегмента происходило в различных осадочных бассейнах, что в частности, не позволяет рассматривать породы нарынской свиты как его составную часть.

Таким образом, мы уверенно можем выделить несколько позднерифейских и один вендский этапы развития тектонических блоков Тувинского сегмента. Активный вулканизм, накопление карбонатных пород и кварцевых песчаников в окраиноморских обстановках древнего континентального блока имело место 720–740 млн лет назад в его восточной части. В центральной части этого сегмента установлено два позднерифейских вулканических события – кислого (610–640 млн лет назад) и более древнего базитового вулканизма. Накопление здесь карбонатных пород происходило синхронно с проявлением кислого вулканизма. В раннем венде 580–600 млн лет назад на юге Тувинского сегмента в осадочном бассейне вне связи с ТММ протекала карбонатная седиментация нарынской свиты.

Авторы признательны Дмитрию Николаевичу Шаповалову за консультации при проведении экспедиционных работ и активное обсуждение полученных результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 19-17-00099 и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и ИЗК СО РАН.

#### Литература

1. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Шаповалов Д.Н., Демонтерова Е.И., Иванов А.В. Первые изотопно-геохронологические данные пород Харальского метаморфического блока: время и геодинамическая обстановка формирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 257–259.

# <u>М.В. Лучицкая<sup>1</sup></u>, С.Д. Соколов<sup>1</sup>

# Гранитоидный магматизм и формирование континентальной коры Восточной Арктики

В пределах Восточной Арктики выделяют микроплиту (микроконтинент, супертеррейн) Арктическая Аляска – Чукотка (ААЧ) [18, 25, 28, 30], большая часть которой скрыта под водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Южная граница микроплиты проходит на Чукотке по Южно-Анюйской сутуре, а на Аляске по сутуре Кобук-Ангаючам. Северная граница микроплиты трактуется различно. По мнению авторов, ее можно провести по осевой зоне Канадского бассейна до впадины Макарова на западе. В составе микроплиты различается южная деформированная часть, граница которой проходит по фронту кайнозойских надвигов складчатой области хр. Брукс, фронтальному надвигу Врангеля-Геральда и его западному продолжению в Восточно-Сибирском море, которое фиксируется в сейсмических профилях [20, 30, 35]. Северная часть без следов мезозойских деформаций включает область Центрально-Арктических поднятий и прогибов, в том числе Чукотское плато.

**Неопротерозойские гранитоиды и вулканиты кислого состава** достаточно широко развиты в пределах фундамента ААЧ микроплиты: в хребте Брукс, на п-ове Сьюард Аляски, на Чукотке, о-ве Врангеля и Чукотском бордерленде [1, 8, 15, 17, 22]. Они представлены ортогнейсами или гранито-гнейсами и образуют изолированные блоки или пластины среди палеозойских пород или включены в метаморфические комплексы кристаллического фундамента микроплиты.

Непосредственно выходы фундамента наблюдаются на о-ве Врангеля (врангелевский комплекс), в гранито-гнейсовых куполах Киглуаик, Бенделебен, Дарби п-ова Сьюард Аляски и Кооленьском, Нешканском, Велиткенайском Чукотки. Большинство датировок неопротерозойских метагранитоидов и метавулканитов кислого состава укладывается в интервал от 0.75 до 0.55 млрд лет, хотя имеются и более древние – 0.87, 0.97 млрд лет [15]. Кроме того, имеются данные о драгировании маг-

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия

матических и метаморфических пород неопротерозойского возраста в районе Чукотского бордерленда, а также о ксенолитах пород фундамента в плиоцен-четвертичных базальтах о-ва Жохова архипелага Де Лонга [1, 5, 12, 17, 21].

По химическому и минеральному составу неопротерозойские гранитоиды имеют сходство с гранитами S- и I-типа. Неодимовые изотопные данные указывают на смешанный характер протолита, в котором присутствовал более древний коровый материал, а также добавка мантийного вещества.

Обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов для большей части ААЧ микроплиты предполагается надсубдукционная окраинноконтинентальная, а для вулканизма кислого состава – рифтогенная (п-ов Сьюард Аляски, о. Врангеля).

Девонские гранитоиды в пределах ААЧ микроплиты развиты в хребте Брукс, на п-ове Сьюард Аляски и на Чукотке [7, 15, 24, 32]. Пояс средне-позднедевонских гранитоидов продолжается далее с территории Арктической Аляски на о-ва Элсмир и Аксель Хейберг Канадской Арктики [23, 30, 34]. Девонский магматизм кислого состава Аляски охватывает временной интервал 395–359 млн лет. Девонские метагранитоиды образуют пояс протяженностью 900 км, интрудируют протерозойские(?)– раннепалеозойские терригенные и карбонатные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации и содержат их ксенолиты.

Позднедевонские–раннекаменноугольные гранитоиды приурочены к центральным частям Куульской, Куэквуньской, Кооленьской и Велиткенайской гранито-купольных структур Анюйско-Чукотской складчатой системы [7, 15, 22, 29]. Они прорывают метатерригенные породы нижнего–среднего девона и терригенно-карбонатные породы верхнего девона, либо высокометаморфизованные породы, включающие неопротерозойские ортогнейсы.

Девонско-раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма и формирования коры связан с проявлениями различных фаз элсмирской орогении в Арктическом регионе, как на рубеже раннего и среднего девона, так и позднего девона – раннего карбона.

Девонские гранитоиды по минеральному и химическому составу преимущественно соответствуют гранитам І-типа, хотя разности S- и А-типа также присутствуют (хребет Брукс, Куэквуньское поднятие Чукотки, купол Коолень).

Данные Sr–Nd–Pb изотопного состава и в ряде случаев изотопного состава Hf цирконов из гранитоидов свидетельствуют об участии как мантийного, так и корового компонента в источнике родоначальных гранитоидных расплавов.

Формирование девонских и раннекаменноугольных гранитоидов связывают с островодужной, окраинно-континентальной или задуговой обстановкой.

Раннемеловой гранитоидный магматизм широко проявлен в пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы. Гранитоидные плутоны интрудируют складчатые осадочные комплексы девона–карбона, поздней перми–триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднеюрско-раннемеловых бассейнов.

Раннемеловые гранитоиды приурочены к Алярмаутской, Кооленьской и Велиткенайской гранито-купольным структурам Чукотки и аналогичным структурам п-ова Сьюард Аляски (купол Киглуаик) [3, 4, 6, 14, 16, 22]; присутствуют в виде малых интрузивных тел в наложенных раннемеловых впадинах Чукотки (Тытельвеемская и Мангазейская), заполненных аптскими вулканитами [11]; являются составной частью вулкано-интрузивной ассоциации Чаунской складчатой зоны Чукотки [10] и входят в состав островодужных комплексов, предшествующих формированию Охотско-Чукотского пояса на Восточной Чукотке [9, 31]. В целом раннемеловые плутоны объединяются в чукотский или тауреранский комплексы или Чукотский магматический пояс [13]. Раннемеловые гранитоиды также распространены и на территории Арктической Аляски в районе бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби [26, 27]. В пределах бассейна Юкон-Коюкук выделяется Западный пояс плутонов с возрастом 113-99 млн лет, террейна Руби – серия гранитных плутонов с возрастом 112-96 млн лет [27].

Раннемеловой этап формирования континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Арктическая Аляска – Чукотка в готериве–барреме. В апте–альбе режим коллизионного сжатия сменился на постколлизионное растяжение, которое сопровождалось формированием комплексов метаморфических ядер, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин.

По минеральному и химическому составу апт-альбские гранитоиды соответствуют гранитам I- и А-типа (Алярмаутское поднятие, Тытельвеемская впадина, Чаунская складчатая зона, купол Киглуаик), реже близки гранитам S-типа (террейн Руби Аляски).

Nd–Sr изотопные данные для раннемеловых гранитоидов указывают на гетерогенный состав корового источника, в котором присутствовал как более древний материал континентальной коры, обладающий протерозойскими модельными возрастами, так и ювенильный (аккреционноостроводужный) материал.

Необходимо отметить, что кроме этапов формирования континентальной коры Восточной Арктики, связанных с гранитным магматизмом, в корообразующей истории ААЧ выделяют и другие эндогенные события. К ним относятся: рифтогенный габбро-диабазовый магматизм (250– 260 млн лет), синхронный сибирской провинции Крупной Изверженной Провинции (КИП); плюмовый магматизм Высокоарктической гигантской магматической провинции (HALIP, 126–125 млн лет [19]), надсубдукционный известково-щелочной вулканизм ОЧВП (106–74 млн лет) [2].

Выводы. 1. Обобщение новых геохронологических данных для Восточной Арктики позволяет выделить три основных этапа гранитоидного магматизма и формирования континентальной коры: неопротерозойский (преимущественно 750-550 млн лет), девонско-раннекаменноугольный (390-350 млн лет) и раннемеловой (117-105 млн лет). Континентальная кора сформировалась в неопротерозое и подверглась переработке во время каледонского и элсмирского орогенеза с добавлением ювенильного материала. Раннемеловой гранитоидный магматизм локализован в южной части микроплиты ААЧ (на Чукотке и Северной Аляске), которая подверглась деформациям позднекиммерийской (чукотской) фазы орогенеза. 2. Корреляция неопротерозойского гранитоидного магматизма Новосибирских островов, о. Врангеля, Чукотки, Чукотского бордерленда и Северной Аляски указывает на единство фундамента микроплиты Арктическа Аляска – Чукотка. 3. Возраст коры, в которую внедрялись неопротерозойские гранитоиды, по-видимому, мезо-неопротерозойский, исходя из данных о возрасте супракрустальных пород фундамента ААЧ, унаследованных цирконов в гранитоидах, неодимовом модельном возрасте гранитоидов и возрасте детритовых цирконов из перекрывающих палеозойских пород.

*Благодарности.* Работа выполнена за счет гранта РФФИ-Арктика № 18-05-70061/18, базовое финансирование сотрудников за счет субсидии.

## Литература

1. Акинин В.В. Возраст фундамента и эволюция магматизма в континентальном обрамлении восточной Арктики: U-Pb, О и Hf изотопные систематики цирконов // Материалы Второй Всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». г. Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: ДВО РАН, 2014. С. 144–145.

2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.

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

4. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация

в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.

5. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шманяк А.В. Магматические комплексы восточного сектора Российской Арктики / Под редакцией В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане // СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.

6. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Катков С.М. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–972.

7. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. 2015. № 4 С. 3–29.

8. Лучицкая М.В., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Сергеев С.А., О'Салливан П.Б., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А. Окраинно-континентальные и внутриплитные позднепротерозойские граниты и риолиты острова Врангеля // Геотектоника. 2017. № 1. С. 19–43.

9. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Пиис В., Миллер Э., Беляцкий Б.В. Состав, возраст и происхождение мелового гранитоидного магматизма Восточной Чукотки // Геотектоника. 2018. № 3. С. 21–41.

10. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2018. 43 с.

11. 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. № 32. С. 32–54.

12. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., Polzunenkov G.O., Stolbov N.M., Sobolev N.N. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U-Pb geochronology and O-Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // Arctos. 2015.

13. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern Circum-Pacific margin: NE Russia to the Cordillera // Earth Science Reviews. 2020. V. 208.

14. *Amato J.M., Wright J.E.* Potassic mafic magtism in the Kigluaik gneiss dome, northern Alaska: a geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic setting // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N B4. P. 8065–8084.

15. Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages / Dumolin

J.A., Till A.B. (eds.). Reconstruction of Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeograhic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2014. V. 506. P. 29–57.

16. Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16. N 5, p. 713–729.

17. Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A., Grove M., Meisling K., Mayer L.A. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean *Geosphere*. 2015. V. 11. N1.

18. *Churkin M., Trexler I.* Circum-Arctic plate accretion – isolating part of a Pacific plate to form the nucleus of the Arctic basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 48. P. 356–362.

19. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geological Magazine. 2013. Vol. 150. No. 6. P. 1127–1135.

20. *Drachev S.S.* Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // Geol. Soc. Lond. Mem. 2011. V. 35. P. 369–394.

21. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: a missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Research. 2016. V. 35. P. 305–322.

22. *Gottlieb E.S., Pease V., Miller E.L., Akinin V.V.* Neoproterozoic basement history of Wrangel Island and Arctic Chukotka: integrated insights from zircon U-Pb, O and Hf isotopic studies // Pease V., Coakley B. (eds). Circum-Arctic Lithosphere Evolution // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 460.

23. *Hadlaril T., Davis W.J., Dewing K.* A pericratonic model for the Pearya terrane as an extension of the Franklinian margin of Laurentia, Canadian Arctic // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2014. V. 26. N 3-4. P. 182–200.

24. *Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R.* Geochronology and structural setting of latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Can. J. Earth Sci. 2015. V. 52. P. 147–160.

25. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuchkova M.I., Akinin V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. V. 25. Is. 3. P.TC3013.

26. Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J. 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.

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

28. *Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T.* Geology of northern Alaska / Plafker G., Berg H.C. (eds.). The Geology of Alaska // Geol. Soc. Amer. 1994. P. 49–140.

29. 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. V. 18. Is.6. P. 977–1003

30. *Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X.* Arctic lithosphere – a review // Tectonophysics. 2014. V. 625. P. 1–25.

31. Pease V., Miller E.L., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J. U-Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, northeast Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin / Pease V., Coakley B. (eds.). Circum-Arctic Lithosphere Evolution // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460. P. 35–

32. *Till A.B., Aleinikoff J.N., Amato J.M., Harris A.G.* New paleontologic and geochronologic protolith ages for the paleo-continental margin of Arctic Alacka // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 2006. Vol. 38. N 5. P. 13.

33. *Toro J., Gans P.B., Mcclelland W.C., Dumitru T.A.* Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Range, Alaska / Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. (eds.). Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. of America. Special Papers. 360. 2002. P. 111–132.

34. *Trettin H.P.* Late Silutrian-Early Devonian deformation, metamorphism, and granitic plutonism, Northern Ellesmere and Axel Heiberg islands / Trettin H.P. (ed.). Geology of the Innuitian orogeny and Arctic platform of Canada and Greenland // Geol. Surv. Canada. Geology of Canada. 1991. N 3. P. 295–309.

35. Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Frantzen E.M., Little A., Lobkovsky L.I. The South Chukchi sedimentary basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): age, structural pattern and hydrocarbon potential // AAPG. Memoir. 2012. Vol. 100. P. 267–290.

# Пространственно-временное распределение современной сейсмичности, уровень геодинамического потенциала и разломно-блоковая тектоника северо-восточного сегмента Восточного Кавказа

Анализ распределения сейсмичности на территории северо-восточного сегмента Восточного Кавказа за инструментальный период наблюдений (1960-2021 гг.) в синтезе с разломно-блоковой тектоникой выявил 3 субширотные зоны повышенной тектонической активности в предгорной и горной частях региона, контролируемые известными крупными разломами субширотного (кавказского) простирания (І – Предгорная, ІІ – Центральная, III – Горная) (рис. 1). Первая, наиболее активная – контролируется Терским (Срединным), переходящим в юго-восточном направлении в Прибрежный и Дербентский разломы, а также, Пшекыш-Тырныаузским, который ориентирован параллельно первому. Вторая зона контролируется Унцукуль-Мугибским предполагаемым глубинным разломом с продолжением в юго-восточном направлении в сторону Азербайджана и Пограничным, которые также ориентированы параллельно первому. Третья зона контролируется так называемым Главным Кавказским разломом. Все три зоны отмечены высокой современной тектонической и сейсмической активностью и были активны в историческое время (рис. 1). На этом основании зонам повышенной тектонической активности присвоена потенциальная сейсмическая активность и составлены сейсмотектонические схемы в соответствующем масштабе.

Результаты метода сейсмотектонических аналогий для региона представлены в таблице.

Таблица

Зоны повышенной текто- нической активности	$M_{ m max}^{ m Haбл.}$	Интервал глубин очагов, км	Сейсмич- ность, балл
I – ПРЕДГОРНАЯ	6.6 (1970)	8-17, 25-40	9
II – ЦЕНТРАЛЬНАЯ	5.8 (1988)	10-33, 50, 60	8
III – ГОРНАЯ	5.8 (1988, 2012)	10-80	9

# Субширотные зоны повышенной тектонической активности СВ сегмента Восточного Кавказа

*Примечание*: При выделении зон, максимальная наблюденная в зоне магнитуда принималась в качестве  $M_{max}$ .

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии ДФИЦ РАН, Махачкала, Россия



**Рис. 1.** Субширотные зоны повышенной тектонической активности с картой эпицентров исторических землетрясений с магнитудами более 5 на разломноблоковой структуре северо-восточного сегмента Восточного Кавказа.

1 – глубинные разломы (а –достоверные, б – предполагаемые); 2 – разрывные нарушения в осадочном чехле (а – достоверные, б – предполагаемые);
 3 – фрагмент Аграхано-Тбилисско-Левантийской левосдвиговой зоны 1-го порядка; 4 – направление смещения блоков

Проекции гипоцентров современных и исторических землетрясений с магнитудами более 5 на дневную поверхность отражают их пространственные положения на смесителях глубинных разломов при глубинах от ~ 20 до 80 км, что соответствуют инструментальным данным и моделям сочленения Скифско-Туранской плиты и Кавказского складчатого сооружения [1, 3–5, 6, 7 и т.д.].

Первая зона выделяется повышенной тектонической активностью и уровнем геодинамического потенциала. Здесь отмечается наибольшее количество глубинных поперечных активных разломов, таких как Чиркей-Экибулакский, Ахатлы-Кумторкалинский, Какаюртовский, Пираузский, Зурамакентский, Искандерон-Махачкалинский, Губденьский, Гамри-Озеньский, Уллучаринский, Дербентский (поперечный), Касумкентский, Самурский и др. Эпицентры землетрясений с магнитудами более 5 тяготеют к зонам пересечений этих разломов с субширотными. Высокая концентрация эпицентров землетрясений с М более 5 отмечается на стыке геодинамического блока 56, имеющего наибольший геодинамический потенциал и современную активность (рис. 2).

Это высокосейсмичный район к западу от Махачкалы и приурочен он к вершине поперечного поднятия Дагестанского выступа и одновременно к вероятному продолжению Пшекыш-Тырныаузской шовной зоны. Это зона современной сейсмической активности приурочена к зоне сочленения Сулакского выступа с Капчугайским грабеном по Чиркей-Экибулакскому глубинному разлому. Здесь же простираются 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. Глубины гипоцентров в горстах в среднем составляют 25 км, а в смежных грабенах – около 10 км, что однозначно соответствует их принадлежности к наклонным сейсмофокальным пластинам, о чем свидетельствует и интенсивность сотрясаемости до 9 баллов при разных глубинах гипоцентров. Таким образом, распределение современной сейсмичности и уровень геодинамического



Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с магнитудами более 5, наложенная на схему квазиоднородных геодинамических блоков CB сегмента Восточного Кавказа (с 1960 по 2020 гг.)

1 – потенциальные зоны ожидания возможных очагов сильных землетрясений, имеющие суммарные значения геодинамического потенциала (в условных единицах), в пределах от 3.8 до 5.8; 2 – блок, имеющий наибольший геодинамический потенциал (5.8) и современную активность; 3 – блоки, имеющие критический (выше 50% барьера) геодинамический потенциал; 4 – прочие

блоки, имеющие геодинамический потенциал ниже критического

потенциала блока 56 позволяет нам принять эту область за потенциальную зону ВОЗ (рис. 2).

Следующей активной зоной является Дербентская, с приграничной с Азербайджаном областью, где также отмечается повышенная современная и историческая сейсмическая активность, и критический уровень геодинамического потенциала. Помимо отмеченных зон выделяются еще две потенциальные зоны ВОЗ: Лагодехи-Белоканы-Закаталинская и Чеченская (Аргун-Гудермес-Хасавюртовская), где также отмечается высокая современная и историческая сейсмическая активность.

Следует обратить внимание и на область пересечения Гамри-Озеньского глубинного разлома с Унцукуль-Мугибским (Дейбук-Харбук-Уркарахская зона), где концентрируются активные разломы осадочного чехла и отмечается повышенная сейсмическая активность в инструментальный период наблюдений, которая не наблюдалась, по историческим данным, за последние 400 лет (зона сейсмического затишья) [2].

Таким образом, в результате проведенных исследований установлены особенности связи между пространственно-временным распределением современной сейсмичности, уровнем геодинамического потенциала и разломно-блоковой тектоникой региона заключающиеся в том, что области с повышенной современной сейсмической активностью хорошо коррелируются с геодинамическими зонами, имеющими критический (50% барьер и выше) геодинамический потенциал и историческую активность. Проведенные исследования позволили выделить потенциальные зоны ВОЗ. Составлены схемы распределения сейсмичности в регионе в синтезе с разломно-блоковой тектоникой и уровнем геодинамического потенциала. Выявлены 3 субширотные зоны повышенной тектонической активности в Предгорной и Горной частях региона контролируемые известными субкавказскими разломами.

#### Литература

1. *Магомедов Р.А.* Геолого-тектонические условия, геодинамическая позиция и современная сейсмичность Восточного Кавказа // Геология и ресурсы Кавказа. Труды ИГ ДНЦ РАН. 2017. Вып. 2. № 69. С. 13–32.

2. Мамаев С.А., Таймазов Д.Г., Магомедов Р.А., Магомедов Ю.М., Магомедов А.Г., Никуев Р.Ю. Наблюдения за микросейсмической эмиссией на территории Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2009. Вып. 55. С. 279–281.

3. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.

4. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории земли: рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 295 с.

5. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Издво МГУ, 1963. 240 с.

6. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования / Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Хераскова Т.Н. Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2010. 64 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 593).

7. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

# **<u>Н.В. Макарова</u><sup>1</sup>, Т.В. Суханова<sup>1</sup>, А.Н. Стафеев<sup>1</sup>**

# Отражение влияния различных источников тектонических напряжений на формирование новейшей структуры Среднего Зауралья

Территория исследования находится в Зауралье, в области сочленения Уральского орогена с Западно-Сибирской платформой. Границей между этими крупнейшими неотектоническими структурами является уступ, протягивающийся меридионально восточнее исследуемого района. Непосредственно вблизи изучаемой территории находится его южный фрагмент – Челябинско-Увельский уступ.

Новейшая тектоника Зауралья, переходящего в равнину Западной Сибири, в полосе от городов Екатеринбург на севере и Магнитогорска на юге и до долины р. Тобол на востоке представляет собой систему субширотных широких поднятий и разделяющих их относительно узких опусканий-прогибов или впадин, косо с юго-запада подходящих к долине р. Тобол. К опущенным зонам приурочены долины современных рек притоков Тобола: Пышмы, Исети, Миасса, Тогузака и др. В целом эта система поднятий и опусканий образует кулисный ряд восточного склона Среднего и Южного Урала (рис. 1), предполагающий левосдвиговую природу тектонических напряжений при их образовании. Такой рисунок структурных форм может быть связан с давлением, исходящим с юга, со стороны границы литосферных плит – Евразийской и Индостанской и, в частности, орогенов Памира и Тянь-Шаня. Это давление вызывает общее перемещение Западно-Сибирского сегмента Евразийской плиты к северу относительно Восточно-Европейского сегмента, о чем писали В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, М.Л. Копп и др.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Субширотная ориентировка поднятий и прогибов на западе при подходе к Уралу «ломается» и сменяется северо-западной, с образованием узких зон, подчеркиваемых разветвленными верховьями основных указанных выше рек. Такое «примыкание» северо-западных структур к субмеридиональным тектоническим зонам Урала предполагает образование между ними зоны структурного несогласия, проявляющейся Кыштымским субмеридиональным разломом.

Помимо широтной зональности на территории Зауралья проявлена и меридиональная зональность, характерная для всего Урала. В Зауралье – это меридиональная ступень, примыкающая к орогену Урала, расширяющаяся к югу, в районе г. Кустаная и понижающаяся к востоку к Западно-Сибирской платформе. Эта ступень представляет собой Зауральский пенеплен, определяемый как область умеренных поднятий в новейшее



Рис. 1. Схема новейших тектонических структур средней части Зауралья

время [3]. Она разделяется на широтные ступени, к двум из которых – северной, Каслинской (К) и южной, Аргаяшской (А) (рис. 1), приурочен район более детальных исследований. Он находится в створе с известным выступом Восточно-Европейской платформы – Башкирским или Уфимским, оказывающим давление на восток на Средний Урал, включая и Зауралье. Это причина новейшего изгиба Среднего Урала, выпуклостью обращенного к востоку, отмечаемая многими исследователями [3–5 и др.]. Здесь сужаются, а некоторые и выклиниваются, меридиональные зоны <u>антиклинориев и синклинориев</u> древнего герцинского Урала. Выклиниваются и новейшие тектонические зоны, в частности, Челябинско-Магнитогорское поднятие. О продолжающемся давлении выступа и в настоящее время свидетельствуют результаты измерения напряжений пород в некоторых шахтах и других подземных выработках Среднего и Южного Урала [2].

Влияние Западного и Южного источников современных тектонических напряжений отражается на новейшей тектонической обстановке сравнительно небольшой по площади территории ПО «Маяк» (Челябинская область) с известными неблагоприятными экологическими условиями. Здесь проявлен перекрестный структурный план, в котором сочетаются новейшие поднятия и относительные опускания разной ориентировки, морфологии и внутреннего строения, что объясняется разными геодинамическими условиями их образования. При этом наблюдается большая степень наследования новейшими структурами герцинских, местами со смещением их осей, с усложнением структурного плана.

Признаки влияния Западного Уральского источника давления или тектонического напряжения наиболее отчетливо проявлены в западной части исследованной территории в окрестностях г. Озерск. Новейшие поднятия и впадины здесь имеют северо-восточную и субмеридиональную ориентировку. При этом и те, и другие узкие поднятия асимметричные – восточные склоны круче западных. Крутые падения к западу и юго-западу разломов, ограничивающих эти структуры [1], предполагают взбросовый их тип. Северо-западные разломы и оперяющие их сколы проявляют левосдвиговые деформации. Субширотные разломы и трещины в коренных породах часто являются раскрытыми. Возможно, это отрывы, которые дополняют структурный сдвиговый рисунок.

Признаки влияния **Южного** источника: широтная сегментация меридиональной ступени, протягивающейся вдоль восточного склона Урала, субширотная ориентировка основного поднятия, развитого в междуречье Течи и Зюзелги; а самое главное, меридиональная ориентировка широких наложенных прогибов – Улагачского, Западно- и Восточно-Метлинских и более восточных с озерами Карагайлы и Калды. Их существование определяется, по крайней мере, с конца плиоцена по возрасту выполняющих их плиоцен-эоплейстоценовых отложений кустанайской свиты. Вследствие совместного влияния этих основных источников тектонических напряжений – Уральского и Южного – здесь установлен новейший перекрестный структурный план. При этом намечается зона, разграничивающая территории, на которых проявлены признаки преобладающего влияния разных источников напряжений – западная, более узкая, прилежащая к Уралу, и восточная, более широкая, распространяющаяся до долины р. Тобол. При более детальных исследованиях, можно установить время проявления действия этих источников на протяжении новейшего этапа.

Кроме основных Западного и Южного источников на территории Зауралья менее отчетливо проявлены признаки возможного влияния и Восточного источника, связанного с развитием Западно-Сибирской плиты. Это выражено в морфологии отдельных локальных структур, в том числе, в плановом рисунке некоторых разломов.

Таким образом, в новейшей структуре Зауралья отражена сложная геодинамическая обстановка, которая возникла в результате взаимодействия нескольких источников тектонических напряжений как регионального, так и планетарного масштаба.

В результате этого образовались структуры, в строении которых могут сочетаться элементы тектонической зональности разного ранга.

#### Литература

1. Атлас геоэкологических карт на территорию зоны влияния ФГУП «ПО «Маяк» масштаба 1:100 000 – 1:50 000 / Под ред. Н.П. Лаверова. ЗАО «Гидроспецгеология», ИГЕМ РАН, ФГУП «ПО «Маяк». Москва-Озерск, ЗАО «Геоэкология», 2007.

2. Зубков А.В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3–18.

3. Неотектоническая карта Урала. М-б 1:1 000 000. Коллектив авторов. Под ред. А.П. Сигова. Т. 1. Объяснит. записка. Свердловск, 1963. 170 с.

4. *Пучков В.Н*. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

5. *Трифонов В.П.* Тектоника голоцена и современные тектонические движения на Урале // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БФ АН СССР, 1968. Сб. 2. С. 104–110.

# СОДЕРЖАНИЕ

Агибалов А.О., Полетаев А.И., Сенцов А.А. Обусловленность	
сходства облика рельефа котловин Ладожского	
и Онежского озёр общими особенностями	
неотектонических движений	3
Айзберг Р.Е., Грибик Я.Г., Гарецкий Р.Г. Древние осадочные	
бассейны запада Восточно-Европейской платформы:	
тектонические аспекты нефтегазоносности	6
Алексеев Д.В., Худолей А.К., Кушнарёва А.В., Скобленко А.В.,	
Додонов К.С. Этапы деформаций и кинематика	
метаморфических покровов Южного Тянь-Шаня	
(хр. Атбаши, Кыргызстан)	10
Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д. Динамическая	
взаимосвязь тектонических и атмосферных катастроф	
Карибского региона	15
Астафьев Д.А. Особенности строения и формирования	
коромантийной оболочки океанов и континентов	20
Аухатов Я.Г. Региональные тектоно-седиментационные	
структуры с этапами некомпенсированного	
осадконакопления Восточно-Европейской платформы	25
Бабарина И.И., Азимов П.Я., Степанова А.В.	
Палеопротерозойские деформации участков Амбарный	
и Кулежма-Боярское (Беломорская провинция	
Фенноскандии)	29
Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В., Латышев А.В.,	
Томсон С., Зайцев В.А., Марфин А.Е. Термальная	
эволюция Сибирской трапповой провинции	
по результатам трекового анализа апатита	
из интрузивных комплексов	
Балуев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. Строение	
земной коры южного замыкания Восточно-Баренцевского	
рифтогенного трога по данным интерпретации	
аномальных гравимагнитных полей	
Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Глубочайшие	
впадины на суше – новые данные и возможный	
механизм их образования	40
Баталева Е.А., Матюков В.Е. Глубинное строение	
восточной части Иссык-Атинского разлома	
(Северный Тянь-Шань)	44

Белошей В.Э., Тучкова М.И. Литогеохимические и изотопные исследования (δС, δО) карбонатных, терригенно- карбонатных и тонкозернистых терригенных образований,	
как источник информации об условиях формирования осадочных толщ на мысе Кибера в каменноугольное	50
время Божко Н.А. Концепция орогенических фаз в свете	
суперконтинентальной цикличности	54
Бондарь И.В., Маринин А.В. Определение относительного	
возраста этапов деформирования на локальном участке	
в юго-западной части Кольского полуострова	59
Борисенко А.А., Тевелев А.В., Соболев И.Д., Правикова Н.В.,	
<i>Казанский А.Ю., Коптев Е.В.</i> Результаты U-Pb датирования	
циркона из гранитоидов неплюевского комплекса	
(Южный Урал) и их геодинамическая интерпретация	64
Боровков Н.В. Петрология высокобарических	
ортопироксеновых гранитоидов, их роль в тектонической	
эволюции Восточной Антарктиды с мезопротерозоя	
до раннего палеозоя	67
Бочкарёв В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. Сравнительная	
тектоника Западно-Сибирской геосинеклизы. Русской	
и Сибирской платформ по возрасту блоков их фундаментов	72
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения	
в гранитоидах разных геодинамических обстановок	76
Буртман В.С. Системы разломов в Алтай-Саянском регионе	79
Буслов М.М. Мезозойско-кайнозойская внутриконтинентальная	
тектоника и геодинамика Азии: эффект дальнего	
тектонического воздействия коллизий на границах	
литосферных плит	83
Бушенкова Н.А., Бергаль-Кувикас О.В., Гордеев Е.И.,	
Чебров Д.В., Кулаков И.Ю., Абкадыров И.Ф., Яковлев А.В.,	
Ступина Т.А., Новгородова А.М., Дрознина С.Я.	
Сейсмотомографическая структура надсубдукционного	
комплекса центральной зоны Камчатки по данным	
плотных сейсмологических сетей	88
Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А.,	
Тверитинова Т.Ю., Тверитинов А.Ю. Тектонофизические	
параметры и механизмы геолого-структурного контроля	
золоторудных участков Гурбейского месторождения	
(В.Саян)	90
Вахнин М.Г. Характер разломной тектоники севера	
Предуральского прогиба и ее связь с нефтегазоносностью	95

Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф. Геохимия,	
изотопный состав (Sr, C, O) и возраст карбонатных пород	
кинтерепской свиты (Салаирский бассейн	
Центрально-Азиатского складчатого пояса)	99
Вишневская И.А., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г.,	
Вишневский А.В., Михайлик П.Е. Изотопный состав Sr	
древних кораллов как инструмент косвенного определения	
скорости погружения Тихоокеанской плиты	
Волков А.В., Галямов А.Л. Применение моделей глубинного	
строения земной коры и верхней мантии, созданных	
на основе гравитационных данных спутника GOCE,	
в металлогеническом анализе территории арктической	
зоны России	107
Володина Е.А., Тевелев Ал.В. Структурные особенности	
нижнепермских терригенных комплексов в районе	
г. Михайловск (Средний Урал)	
Волож Ю.А., Некрасов Г.Е., Антипов М.П., Сапожников Р.Б.,	
<i>Хераскова Т.Н.</i> Новый взгляд на формирование	
консолидированной коры Прикаспийской	
нефтегазоносной провинции	114
Георгиевский Б.В., Ситар К.А. Нефтегазоносность	
осадочных бассейнов различных геодинамических	
обстановок: сравнительный статистический анализ	
и ресурсный потенциал	
Глухов А.Н. Тектонические аспекты металлогении	
перикратонных террейнов	125
Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В., Цар М.М.	
Олигоценовые олистостромовые толщи перед фронтом	
Дуклянского покрова (Внешние Карпаты, Украина)	128
Голионко Б.Г. Последовательность формирования	
складчатых структур и история геологического	
развития максютовского метаморфического комплекса	
(Южный Урал)	133
Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Влияние	
гетерогенности слэба на формирование вулканизма	
Камчатки	137
Горлов Д.А., Левшунова С.П., Алференок А.В. Тектонический	
аспект нефтегазоносности куонамской свиты	
нижнего-среднего кембрия Восточной Сибири	140
Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Нептунические дайки	
в Стерлитамакских рифовых массивах Южного Приуралья	
как следы палеосейсмических событий	144

Гусев Г.С., Сироткина О.Н., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Килипко В.А., Межеловский И.Н. Главные тектонические	
и минерагенические осооенности Алдано-Станового	
пайонирования структурным петрогеохимическим	
и рудно-формационным показателям	148
Гушина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Палечек Т.Н.	
Юрско-меловые тектоно-стратиграфические комплексы	
Алганского террейна (Корякское нагорье)	
Денисова Ю.В. Температурные условия образования пород	
Яротского массива (Приполярный Урал) по Zr и Hf	
Дундо О.П., Горбунов Д.А., Урваниев Д.М. Структура	
осадочного гипербассейна Арктики в пределах	
Прироссийских акваторий Северного Ледовитого океана	
(по новейшим геолого-геофизическим данным)	
Загоровский Ю.А. Объекты типа gas chimney на шельфе	
острова Сахалин и на севере Западной Сибири	
как показатель геодинамической активности регионов	165
Зайончек А.В., Соловьев А.В., Brekke H., Faleide J.I. Оценка	
возраста эксгумации триасовых отложений архипелага	
Земли Франца Иосифа: тектонические следствия	169
Зайончек А.В., Соловьев А.В., Образцов И.В.	
Северо-восточная граница мелового магматизма	
в Баренцевом море	173
Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Возможные	
механизмы внедрения офиолитов в земную кору	
Таймырского орогена: геологические данные и результаты	
численного моделирования	176
Зеленин Е.А., Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.	
Аспекты практического использования Базы данных	
активных разломов Евразии	
Злобина Т.М., Мурашов К.Ю., Петров В.А., Котов А.А.	
Роль тектоники и сейсмических событий в структурно-	
гидродинамической организации рудообразующей	
системы золоторудного месторождения Ирокинда	104
(СВ Забайкалье)	184
Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Ветров Е.В. Эпизодичность	
позднеордовикского вулканизма в ранее не выявленных	100
комплексах позднего ордовика юга Тувы (адырташская свита)	189
ильченко В.Л. Признаки современной сеисмотектонической	
активности на турьем полуострове (Кандалакшский залив,	102
Белое море)	

Кабаченко А.О., Пискарев А.Л. Построение геофизической	
модели земной коры и выделение перспективных	
на поиски углеводородов региональных структур	
в районе залива Шелихова (Охотское море)	197
Кафтан В.И., Родкин М.В. Эволюция магматических очагов	
по данным геодезических наблюдений	200
Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Плоткина Ю.В.	
Стадии формирования раннепротерозойской нижней коры	
в Бумбугерском блоке Байдарикского террейна	
Центрально-Азиатского складчатого пояса	204
Колесов К.К., Летникова Е.Ф., Иванов А.В. Результаты	
U-Pb датирования позднедокембрийских осадочных пород	
бакырлинской свиты Большого Каратау	208
Колодяжный С.Ю., Варениов И.М., Иванов П.В., Полешук А.В.,	
Зыков Д.С. Особенности тектоники и новейшей	
сейсмичности Слободского тектонического узла	211
Коптев Е.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Борисенко А.А.	
Кинематическая модель формирования Неплюевского	
массива (Южный Урал) по данным анизотропии магнитной	
восприимчивости гранитоидов	215
Кораго Е.А., Кузнецов В.М. Основные тенленции развития	
магматизма на территории листа О-57	218
Корженкова Л.А., Корженков А.М., Макеев В.М.,	
Стрельников А.А. Режим сильных палеоземлетрясений	
в Южном Прииссыккулье	224
Корчин В.А. Петрофизические особенности и геодинамическая	
эволюция фундамента Закарпатского прогиба	229
Костылева В.В., Гериева М.В., Котов И.А., Ватрушкина Е.В.,	
Палечек Т.Н., Устинова М.А., Лутиков О.А. Среднеюрские	
терригенные отложения Нагонджинского террейна	
(кряж Улахан-Сис): литологическая характеристика	
и геодинамическая интерпретация	232
Кочнев Б.Б., Михеева Е.А., Марусин В.В., Летникова Е.Ф.	
Этапы позднедокембрийского вулканизма в центральных	
районах Енисейского кряжа по данным Sr-изотопной	
хемостратиграфии	236
Кузин А.М. Флюидная зональность консолидированной коры,	
формы проявления и соотношение с другими типами	
зональности (обобщение)	240
Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.,	
Романюк Т.В., Белоусова Е.А., Сысоева А.О., Дубенский А.С.,	
Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Характер распределения	

U–Pb-изотопного возраста зерен детритового циркона	
из обломочных пород бакеевской свиты (нижний элемент	
сволного разреза ашинской серии) Башкирского полнятия	
(Юхицій Vnал)	244
$K_{\nu 2 \mu e \mu \rho e} H \Sigma Покроеский Б Г Колесинкова 4 4 Романок T R$	
Странико А.В. Новикова А.С. Лубанский А.С. Шанруков В.С.	
Страшко А.Б., Повикови А.С., Дуденский А.С., Шешуков Б.С.,	
Ляпунов С.М. Срединная морена позднедокеморииского	
горно-долинного оледенения запада Сиоирскои платформы	
(тиллиты р. Бол. Черная, север Заангарскои части	2 40
Енисеиского кряжа)	249
Куртукова А.И., Рязанцев А.В., Голионко Б.Г., Травин А.В.	
Вендские и позднепалеозойские связанные с плюмовой	
активностью габброидные интрузии в структуре	
Башкирского мегантиклинория: новые данные	
о структурном положении и возрасте (U-Pb SIMS, Ar/Ar)	254
Курчавов А.М. Геодинамические аспекты связи зональности	
магматизма и металлогении орогенных	
вулкано-плутонических поясов	258
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беленович Т.Я. Глубинное	
нефтегазообразование и современный геодинамический	
режим Арктической зоны спрелинга на примере	
хр Гаккеля	262
Кушманова Е.В. Геолинамические условия формирования	
и мантийные источники гранат-барруазит-омфацитовых	
пород неркаюского эклогит-сланиевого комплекса	
(Приподарций Урад)	266
(приполярный эрал)	200
строния Каралжилениского массира (Сарарии й Таш. Шаш.):	
стросния Караджили инского массива (Северный Тянь-Шань).	270
ОГ недеформированных гранитов к милонитам	
Латышев А.В., Панченко И.В., Смирнова М.Е., Куликов П.Ю.,	
Хотылев А.О., Гарипов Р.А. Пермо-триасовыи кислыи	
вулканизм Рогожниковско-Назымского грабена	
(Западная Сибирь)	274
Латышева И.В., Шацилло А.В. Строение голоустенской	
свиты неопротерозоя Западного Прибайкалья на примере	
разреза Хейрем – Риты	278
Леднева Г.В., Шокальский С.П., Петров О.В., Сергеев С.А.	
Долериты хр. Менделеева: результаты петрологических	
и изотопно-геохронологических исследований	
и их геодинамическая интерпретация	
Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Тектоническое строение	
северо-западной части моря Уэдделла, Антарктика	287

<i>Леонов М.Г.</i> Поперечный раздел Евразийского орогена	
и его отражение в Таласо-Ферганском сегменте	
Тянь-Шаня	91
Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Школьник С.И., Летникова А.Ф.	
Позднедокембрийские этапы карбонатонакопления	
Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого	
пояса: новый взгляд на его тектоническое районирование	96
<i>Лучицкая М.В., Соколов С.Д.</i> Гранитоидный магматизм	
и формирование континентальной коры Восточной	
Арктики	00
Магомедов Р.А. Пространственно-временное распределение	
современной сейсмичности, уровень геодинамического	
потенциала и разломно-блоковая тектоника	
северо-восточного сегмента Восточного Кавказа	07
Макарова Н.В., Суханова Т.В., Стафеев А.Н. Отражение	
влияния различных источников тектонических	
напряжений на формирование новейшей структуры	
Среднего Зауралья	12

### Научное издание

# ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2022

# Материалы LIII Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 00.00.2022 Формат 62×94<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсет № 1,80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 00,0 п.л. Тираж 000 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.